

Mortensen, Hans
Die Morphologie der
samländischen Steilküste



Veröffentlichungen
des
Geographischen Instituts der Albertus-Universität
zu Königsberg
Heft III.

Die Morphologie der samländischen Steilküste

auf Grund einer physiologisch-morphologischen Kartierung des Gebietes

von

Dr. phil. Hans Mortensen
Assistent am Geographischen Institut
der Albertus-Universität zu Königsberg.



Hamburg
L. Friederichsen & Co.
1921.



Veröffentlichungen des Geographischen Instituts der Albertus-Universität zu Königsberg

Heft III.

Herausgegeben

von

Dr. phil. **Max Friederichsen,**
o. ö. Prof. der Geographie und Direktor
des Geogr. Instituts der Albertus-Universität zu Königsberg.



Hamburg
L. Friederichsen & Co.
1921.

Die Morphologie der samländischen Steilküste

auf Grund einer physiologisch-morphologischen Kartierung des Gebietes

von

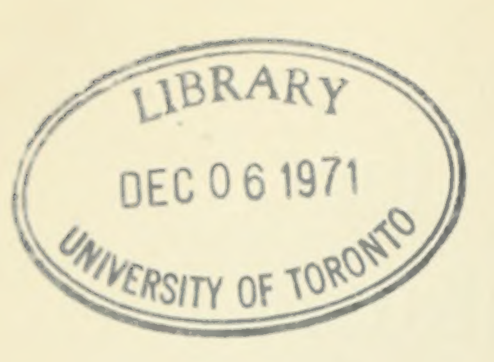
Dr. phil. Hans Mortensen
Assistent am Geographischen Institut
der Albertus-Universität zu Königsberg.

Herausgegeben mit Unterstützung des Königsberger Universitäts-Bundes und des Oberpräsidiums der Provinz Ostpreußen.

Mit 2 Profilbeilagen, 26 Skizzen
und 31 Abbildungen im Text.



Hamburg
L. Friederichsen & Co.
1921.


LIBRARY
DEC 0 6 1971
UNIVERSITY OF TORONTO

Mit vorliegender Schrift wird Heft 3 der »*Veröffentlichungen des Geographischen Instituts der Albertus-Universität zu Königsberg, Pr.*« der Fachwelt und einem weiteren Publikum vorgelegt.

Das Heft bringt einen »*Beitrag zur Landeskunde Ost-Preußens*«, dem hoffentlich bald weitere werden folgen können.

Die Arbeit gründet sich auf genaue Untersuchungen im Gelände und macht den Versuch einer nach neuzeitlichen Untersuchungsmethoden durchgeführten Küstenmorphologie.

Die Drucklegung war nur möglich mit Unterstützung des *Königsberger Universitätsbundes* und des *Oberpräsidiums der Provinz Ost-Preußen.*
Beiden Stellen sei dafür ergebenster Dank ausgesprochen!

Königsberg, Pr., Anfang Mai 1921.

Max Friederichsen.

Wenn es mir gelungen ist, nach fünfjähriger Unterbrechung jeder wissenschaftlichen Tätigkeit durch Kriegsdienst und Grenzschutz die morphologische Bearbeitung der Samländischen Steilküste durchzuführen, so verdanke ich dies dem Herausgeber vorliegender Veröffentlichungen, Herrn Professor Dr. *M. Friederichsen.* Er hat mir durch sein reges Interesse nicht nur die Schwierigkeit der Umstellung von der Fronttätigkeit zur geistigen Arbeit überwinden helfen, sondern auch durch seinen wissenschaftlichen Rat vorliegende Arbeit in jeder Weise gefördert.

Königsberg, Anfang Mai 1921.

Hans Mortensen.

Inhalt.

Einleitung.

Als samländische Steilküste bezeichnet man den Teil der Ostseeküste, der sich vom Nordende der Frischen Nehrung bis zum Beginn der Kurischen Nehrung erstreckt. Die Abgrenzung gegen die beiden Nehrungen ist willkürlich, je nachdem man den Untergrund oder die Oberflächengestalt als maßgebend für die Festlegung der Grenzen hält. In der vorliegenden Arbeit wird die Küste von Tenkitten, wo sich der diluviale Sockel des Nordastes der Frischen Nehrung zum ersten Male zu größerer Höhe erhebt, bis Garbseiden, soweit dort die geologischen Küstenprofile[1]) reichen, betrachtet werden. Innerhalb dieser Grenzen hat die Küste eine Länge von rund 53 km.

Im allgemeinen ist die samländische Küste eine typische Kliffküste[2]), die ihre durchschnittlich höchste Höhe bei Warnicken-Georgenswalde mit ungefähr 55 m erreicht und im Wachtbudenberg mit 63,5 m den höchsten Punkt besitzt. An mehreren Stellen sinkt die Höhe des Kliffs auf wenige Meter, und westlich Sanglienen ist von einem Kliff eigentlich überhaupt nichts zu merken; die Küste hat dort bereits den Flachküstencharakter der Nehrung und würde wohl auch nicht mehr zur Steilküste des Samlandes gerechnet werden, wenn sich nicht südlich davon das Kliff westlich Tenkitten nochmals zu bedeutender Höhe (31,8 m) erheben würde. Die Breite des Strandes ist im allgemeinen nicht sehr beträchtlich, sie wechselt zwischen wenigen Metern und fast 100 m bei Palmnicken. Dank dem lebhaften Landschaftswechsel, dem Nebeneinander von Meer und steilem Kliff gehört die samländische Küste zu den reizvollsten Küstengebieten Deutschlands.

Über die geologischen Verhältnisse sind wir besonders dank den grundlegenden Untersuchungen *Zaddachs*[3]) und den Aufnahmen der Geologischen Landesanstalt recht gut unterrichtet, wenn auch noch manche Frage der Klärung harrt. Morphologisch interessante Literatur ist weniger vorhanden,[4]) und die Beobachtungen sind verstreut und zusammenhanglos. Die bereits gemachten Beobachtungen zu ergänzen und so eine geschlossene Darstellung der Morphologie der Steilküste des Samlandes zu ermöglichen, war die Absicht des Verfassers. Es

---

[1]) Beibl. z. Geol. Karte v. Preußen u. benachb. Bundesst., Kgl. Pr. Geol. L. A., Lief. 178, Berlin 1914: Küstenprofil d. Samlandes von Garbseiden b. z. Lochstädter Wäldchen, bearbeitet d. *E. Harbort, E. Kaunhowen, E. Meyer* und *F. Tornau* 1907—09.

[2]) *S. Passarge,* Die Grundlagen der Landschaftskunde, Bd. I: Beschr. Landsch.-Kunde. Hamburg 1919, S. 95.

[3]) *E. G. Zaddach,* Das Tertiärgebirge Samlands. Schr. d. phys. ök. Ges. VIII, Königsberg 1868.

[4]) *Wutzke,* Bem. ü. d. Ostseeküste v. Pillau b. z. Kur. Nehr. Preuß. Prov. Bl., Bd. III, IV, Königsberg 1829, 1830. *E. Schellwien,* Geol. Bilder v. d. saml. Kuste. Schrift. d. phys.-ök. Ges. Königsberg, 44. Jahrg., 1905. — *R. Bruckmann,* Beobachtungen ü. Strandverschiebungen a. d. Küste d. Saml. Schr. d. phys.-ök. Ges. Königsberg 1911, 1912 13, 1913 14

wurde versucht, die dazu nötigen Beobachtungen im Gelände nach den Vorschlägen *Passarges*[1]) vorzunehmen und zu verwerten. Verfasser glaubt, daß gerade diese Methode der objektiven Beobachtung auch der kleinen und kleinsten Kräfte und Formen wesentlich dazu beigetragen hat, ihm die Mannigfaltigkeit derselben an der samländischen Küste und ihre Wechselwirkung einigermaßen verständlich zu machen. Ein Hauptzweck der Arbeit war, die Methode der sogenannten physiologisch-morphologischen Kartierung *Passarges*[2]) an einer Kliffküste auszuprobieren und ihren praktischen Wert und die Grenzen ihrer Verwendungsfähigkeit zu untersuchen. Auf Grund eigener Aufnahmen im Gelände wurden das beigegebene Böschungswinkelprofil, das Vegetationsprofil, das Formenprofil und die Strandbreitenkarte hergestellt. Als Kartengrundlage wurden die Meßtischblätter und die Profile der geologischen Landesanstalt benutzt. Nach letzteren wurden die Profilumrisse und Profil gezeichnet.

Um die Profile verständnisvoll betrachten zu können, ist es nötig, die wirkenden Kräfte, die einer objektiven Kartierung nicht zugänglich sind, einer gesonderten Besprechung zu unterziehen. Erst dann wird man die morphologischen Verhältnisse, die man aus den Profilen entnehmen kann, richtig verstehen können.

Das an sich mehrdeutige Wort „Küste" wollen wir im Sinne *Brauns*[3]) folgendermaßen festlegen: „Küste ist der ganze Bereich (Streifen) landwärts und seewärts der Berührungslinie zwischen Wasser und Land, soweit sich an diese geknüpfte Erscheinungen bemerkbar machen."[4])

---

[1]) S. *Passarge*. Physiologische Morphologie. Mitt. Hamb. Geogr. Ges. XXVI. 2. Hamburg 1912.

[2]) S. *Passarge*. Morphologischer Atlas. Lief. I: Morphologie des Meßtischblatts Stadtremda. Hamburg 1914 (auch in Mitt. Hamb. Geogr. Ges. XXVIII).

[3]) G. *Braun*. Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandküsten und ihren Dünen. Veröff. d. Inst. f. Meeresk. usw. Berlin 1911. S. IV.

[4]) Für eine Kartierung kam bei den dem Verfasser zur Verfügung stehenden Hilfsmitteln nur der Streifen landwärts in Betracht.

A. Die wirkenden Kräfte.

In diesem Teil sollen die Wirkungsarten der angreifenden Kräfte, soweit sie an der samländischen Küste beobachtet werden konnten und soweit sie für die Morphologie der Küste von Wichtigkeit sind, dargestellt werden. Die entstehenden Formen wurden nur soweit herangezogen, als sie unmittelbar zum Verständnis und zur Erläuterung der Wirkungsweise der Kräfte nötig sind. Die Beschreibung der Formen im einzelnen und ihre kausale Erklärung als Ergebnis einer oder verschiedener Kräfte soll im zweiten Teil versucht werden. Es empfiehlt sich, die Tätigkeit des Meeres und seine Kraftwirkungen von denen des Landes zu scheiden, um schließlich zuletzt nach vorausgegangener Betrachtung der Karten zusammenfassend den Einfluß, den Meer- und Landkräfte auf die Gestaltung der Küste haben, gegen einander abgrenzen zu können.

I. Die Tätigkeit des Meeres.

1. Die Meeresbrandung.

Die Brandung ist eine Wirkung der Wellen, die eine Folge des Windes sind. Wenn auf sie an dieser Stelle und nicht gelegentlich der Betrachtung des Windes eingegangen wird, so liegt der Grund darin, daß bei der Brandung der Wind nur eine mittelbare Wirkung hat.

Brandung steht häufig auch an Stellen, wo kein Wind herrscht. So ist z. B. an der samländischen Nordküste bei stärkerem südwestlichem Winde häufig eine ziemlich bedeutende Brandung wahrzunehmen. Die Wellen werden, wie man oft sehr schön sehen kann, bei Südwestwind an der Brüsterorter Spitze so gedreht, daß sie, dem Winde fast entgegengesetzt, in nordsüdlicher Richtung auf den westöstlich hinziehenden Strand auflaufen können. Das Entsprechende ist an der Westküste bei nordöstlichem Wind der Fall.

Auf den Mechanismus der Brandung wollen wir nicht eingehen, da einerseits zahlreiche Beobachtungen darüber vorliegen und andererseits Verfasser zur Klärung der immer noch strittigen Fragen nicht beitragen kann.

Das Kliff selbst wird normalerweise nur an wenigen Stellen von der Brandung angegriffen. Hohlkehlen und Brandungshöhlen sind infolgedessen selten zu beobachten.[1]) Nur bei starkem Hochwasser werden die dem Angriff der Brandung ausgesetzten Stellen des Kliffs zahlreicher. Die dem Kliff an den steileren Stellen meist vorgelagerte Schutthalde wird schon häufiger vom Meere bespült (vgl. Abb. 21), und an mehreren Stellen sieht man bis ins Meer reichende Schlamm-

---

[1]) Vgl. Abb. 1 u. Abb. 2 und *E. Schellwien*, a. a. O., Abb. 40, 41.

stürze und Erdstürze, die auch bei niedrigerem Wasserstande dem unmittelbaren Angriff des Meeres ausgesetzt sind und dann naturgemäß schnell abgetragen werden.



phot. Mortensen Dez. 1919

Abb. 1. Brandungskehle in den Steinen der im Januar 1905 zerstörten Mauer östlich der Wolfsschlucht.

Die Frage, ob und unter welchen Bedingungen die brandende Welle am Strande aufbauend oder abtragend wirkt, ist nicht einfach zu lösen. Die Folgerung, daß, weil ein Teil des auflaufenden Wassers versickert, auch ein Teil des



phot. Mortensen März 1920

Abb. 2. Brandungswirkung im Geschiebemergel am Galgenberge bei Gr. Dirschkeim. Vorn links eine $1^1/_2$ m tiefe Brandungshöhle. Diluvialer Untergrund des Strandes freigespult. Oben rechts eine sich ablösende Klippe.

auf den Strand geworfenen Materials liegen bleibt, ist zweifellos richtig. Andererseits trägt das ablaufende Wasser stark ab, weil es im Verein mit der Schwerkraft wirkt, und so läßt sich unschwer beobachten, daß Steine und kleineres

Geröll durch die brandende Wellen allmählich vom Strande weggespült werden.[1]) An manchen Stellen findet man Aufbau und Abtragung nebeneinander abwechselnd. Einerseits baut die brandende Welle ein Zuwachsriff[2]) auf; andererseits zerstört sie dasselbe zu gleicher Zeit: Wo nämlich in dem Zuwachsriffe flache, vielleicht unmerkliche Einsenkungen sind, dorthin fließt das ablaufende Wasser von allen Seiten zusammen und dann mit gesteigerter Abtragungsfähigkeit, die Einmuldung vertiefend, ab. Da am seeseitigen Abfall der den Einmuldungen benachbarten Teile des Zuwachsriffes wenig Abtragung durch das seitlich abfließende Wasser stattfindet, so wachsen diese Teile noch stärker in die Höhe, und der Unterschied zwischen den Einmuldungen und den dazwischenliegenden Partien des Zuwachsriffes wird vergrößert. So entstehen an manchen Stellen vorübergehend Zuwachsriffe, die in zahlreiche aneinandergereihte kleine Kuppen aufgelöst sind. An anderen Stellen wieder herrscht die Abtragung vor, so daß der manchmal mehrere Meter hohe Strand kliffartig angeschnitten wird, während daneben Aufbau stattfindet und ein Zuwachsriff vielleicht so hoch aufgeschüttet wird, daß es als Strandwall bezeichnet werden kann. In vielen Fällen gibt die gerade herrschende Küstenversetzung[3]) eine Erklärung für diesen Wechsel; in anderen Fällen war mir eine Erklärung auf Grund der bisherigen Anschauungen nicht möglich. M. E. sind die Vorgänge sicher nicht so einfach, wie sie oft dargestellt werden. Eine genaue, vielleicht rein statistische Untersuchung an einfachen Küsten möglichst mit parallel gehenden Experimenten im Laboratorium erscheint mir als das beste Mittel, zu einer wirklichen Klärung der Frage zu gelangen. Für die samländische Küste ist die Frage insofern nicht von so wesentlicher Bedeutung, als infolge der Seitwärtsverfrachtung des Materials die Abtragung letzten Endes überall so überwiegt, daß die erwähnten Aufbauformen nur vergängliche Gebilde sind.

2. Die Küstenversetzung.

Die Seitswärtsbewegung des Materials längs der Küste ist häufig beobachtet worden. Zweifellos verdanken z. B. die beiden Nehrungen einen großen Teil ihres Materials der samländischen Küste, die den wegschaffenden Kräften immer wieder neues Material freigebig liefert. Über den Mechanismus der Seitwärtsversetzung herrschen jedoch die verschiedensten Ansichten. Daß die mindestens mehrere 100 m von der Uferlinie entfernt vorbeiziehende West-Ost-Strömung, die, an sich längst bekannt, von *Brückmann*[4]) neuerdings untersucht worden ist, für die Seitwärtsbewegung des von der samländischen Küste gelieferten Materials nicht in Frage kommen dürfte, ist m. E. ganz sicher. Strömungen von derart geringen Oberflächengeschwindigkeiten sind nicht imstande, in unmittelbarer Nähe der Uferlinie auch nur etwas gröberes Material auf weitere Strecken zu

---

[1]) Vgl. dazu *S. Passarge*, Phys. Morph. S. 197f.

[2]) *G. Braun*, a. a. O., S. 98.

[3]) *A. Philippson*, Über die Typen der Küstenformen. Richthofenfestschrift. Berlin 1893.

[4]) *R. Bruckmann*, Strömungen an der Sud- und Ostküste des Baltischen Meeres. Forsch. z. Deutsch. Landes- und Volkskunde, Stuttgart 1919.

transportieren[1]). Seeströme spielen natürlich eine noch geringere Rolle, sind auch an der samländischen Küste m. Wissens nicht beobachtet worden. Wir müßten demnach die ganze Arbeit des Abtransportes des Materials der von Philippson geschilderten und benannten Küstenversetzung zuschreiben. Zur Erklärung der Küstenversetzung sei folgendes gesagt.

Dadurch, daß die Wellen bei seitlichem Wind nicht genau senkrecht auf den Strand laufen, beschreiben die auf- und ablaufenden Wasserteilchen nach *Philippson*[2]) eine Zickzackbahn, genauer eine Parabelbahn[3]). Das auflaufende Wasserteilchen kehrt nicht an seinen Ausgangspunkt zurück, sondern wird im Verlauf jedes Auf- und Ablaufens ein Stückchen längs der Küste verschoben und zwar in der Richtung der Komponente des Windes längs der Küste. Entsprechend wird auch der Brandungsschutt seitlich verschoben und kommt in bezug auf seine seitliche Bewegung erst da zur Ruhe, wo die Wellen nicht mehr schräg auf das Ufer auflaufen. Auch die durch den betreffenden Wind draußen vor der Küste hervorgerufene Strömung längs der Küste bezieht Philippson mit hinein in den Begriff Küstenversetzung. Er bezeichnet diese Strömung jedoch ausdrücklich als schwach und in ihrer Wirkung außerordentlich hinter der Zickzackbewegung zurückstehend. Tatsächlich hat sich im Laufe der Zeit der Begriff dahin entwickelt, daß man unter Küstenversetzung eigentlich nur die zickzackartige Seitwärtsverfrachtung versteht.

Auf einer sehr anschaulichen Karte hat *Tornquist*[4]) die Nutzanwendung der Philippsonschen Theorie für die preußische Küste gezogen und so die Abtragung der Samlandküste einerseits, den Aufbau der Nehrungen andererseits verständlich gemacht. Allerdings ist seine Darstellung nicht ganz folgerichtig. Man müßte an den Stellen, wo nach *Tornquist* Stillstand oder Abflauen der Bewegung des Sandes stattfindet, also z. B. zwischen Tenkitten und Sorgenau, sehr breiten Strand, an Stellen mit zunehmender Bewegung des Sandes, also z. B. nördlich Dirschkeim, sehr schmalen Strand vermuten. Beides ist nicht in dieser Ausgeprägtheit der Fall. Bei Sorgenau ist der Strand sehr schmal, bei und nördlich Dirschkeim ist er verhältnismäßig breit.

Berücksichtigt man die Richtung, die auch das kleinste Küstenstück gegenüber dem jeweils herrschenden Winde hat, so werden die meisten Unstimmigkeiten erklärlich. So kann der schmale Strand bei Sorgenau z. B. daher rühren, daß bei Winden aus nordwestlicher Richtung an der Westküste eine merkliche Nordsüdversetzung herrscht.

Damit wäre eine ziemlich restlose Erklärung des Materialtransportes an der samländischen Küste eigentlich bereits gegeben, und wir könnten die Akten darüber schließen.

[1]) Vgl. dazu die von *Brückmann* (a. a. O.) vertretene entgegengesetzte Ansicht. Es würde über den Rahmen dieser Arbeit hinausgegen, hier eine Diskussion der Brückmannschen Folgerungen aus seinen Beobachtungen zu beginnen.

[2]) *A. Philippson*, a. a. O., S. 26f.

[3]) *O. Krümmel*, Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart 1911, Bd. II, S. 125f.

[4]) *A. Tornquist*, Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910, Abb. 53, S. 201. — Vergl. auch *Ders.*, Über die Wanderung von Blöcken und Sand am ostpreußischen Ostseestrand. Schr. d. phys.-ök. Ges. L, 2, S. 85, Königsberg 1909.

In Wirklichkeit habe ich jedoch beobachtet, daß die Vorgänge beim Materialtransport an der samländischen Küste doch erheblich komplizierter sind, als es auf den ersten Anblick scheint. Um uns Wesen und Wirken der Vorgänge klarzumachen, wollen wir die Seitswärtsbewegung des Materials, die eigentliche Küstenversetzung, von der Seitwärtsbewegung des Wassers, also der Wasserversetzung, streng unterscheiden. Es ist ja nun schon häufig beobachtet worden, daß die Wellen bei der Annäherung an die Küste so gedreht werden — dabei auch wahrscheinlich Material seitlich verfrachtend — daß sie selbst bei seitlichem Winde fast senkrecht auflaufen. Dabei dürfte die Seitwärtsgeschwindigkeit des Wassers nie sehr groß sein, wenn man sich streng an die *Philippsonsche* Erklärung hält. Tatsächlich habe ich jedoch häufig bei seitlichem Winde eine ziemlich erhebliche Seitwärtsbewegung des Wassers in der Richtung der Komponente des Windes längs der Küste, unabhängig von der gerade brandend auflaufenden Welle, gesehen. Die Geschwindigkeit war oft erheblich größer als sie der seitlichen Komponente der Parabelbewegung der auflaufenden Welle entsprach. Bei genügend starkem Wind befand sich die gesamte Wassermasse von der Uferlinie bis mindestens 20—40 Meter in die See hinaus in starker Seitwärtsbewegung. Geschwindigkeiten von 1—1½ Meter in der Sekunde waren keine Seltenheiten.[1]) Eine restlose Erklärung dieses Vorganges wurde nicht gefunden. Er ist sicher nicht eine Folge von Stauwirkung in der Weise, daß das Wasser, bei längerem auflandigen Wind gegen die Küste gedrückt, zu seitlichem Ausweichen veranlaßt wird; denn die Seitwärtsbewegung setzt sofort mit dem Aufkommen von Wind und Brandung in voller Stärke ein und hört auf, sowie Wind und Brandung nachlassen. Auch um die dem Wasserbautechniker bekannten Wellenströmungen[2]) handelt es sich nicht. Diese Wellenströmungen sind an der Küste auch zu beobachten, haben jedoch mit der von mir beobachteten Seitwärtsbewegung nichts zu tun und können den Vorgang höchstens komplizieren. Die von *Philippson* (a. a. O.) erwähnte Windströmung kommt nicht in Frage, denn diese wird gerade in der Nähe des Ufers gebremst und muß daher immer eine geringere Geschwindigkeit haben als weiter draußen, wo jedoch Geschwindigkeiten der angegebenen Größenordnung nicht gemessen worden sind. Es ist nun folgendes zu bedenken:

1. Das abgelaufene Wasserteilchen hat durch die vorhergegangene parabolische Bewegung eine gewisse der Küste parallele Geschwindigkeit erhalten. Wird es nun erneut auf den Strand geworfen, so erhält es einen erneuten Antrieb in derselben Richtung parallel der Küste. Die Geschwindigkeiten addieren sich u. s. f. Das mit dieser längs der Küste immer größer werdenden Geschwindigkeit begabte Wasser, das zum Teil am Meeresboden abfließt, setzt die über sich be-

[1]) *Wutzke*, a. a. O. IV., S. 262, hat ähnliche, allerdings m. E. etwas überschätzte Geschwindigkeiten beobachtet.

[2]) Handbuch der Ingenieurwissenschaften, 3. Aufl., Leipzig 1901, Bd. III, 3. Abt., S. 142. Diese Wellenströmungen entstehen dadurch, daß eine gewisse Wassermenge dauernd vor der brandenden Welle herläuft. Auf diese Weise entsteht an irgend welchen Stellen eine Aufstauung des Wassers, und von diesen strömt das Wasser nach den Seiten ab. Die Wellenströmungen können daher auch eine dem Winde entgegengesetzte Richtung haben.

findlichen Wasserteile auch in Bewegung, und so entsteht in unmittelbarer Nähe der Küste, in der Brecher- und Rollerzone, ein starker Strom.

2. Vielleicht spielt auch direkte Windwirkung eine Rolle. Das durch die Brandung aufgewühlte Wasser bietet naturgemäß dem Winde eine erheblich größere Angriffsfläche als das weiter draußen befindliche und kann daher erheblich schneller seitlich bewegt werden.

3. Das von der brandenden Welle herlaufende, schäumende und strudelnde Wasser nimmt erheblich mehr Raum ein als luftfreies Wasser. Es sucht sich seitlich einen Ausweg, und da die schräg zur Küste brandende Welle eine hemmende Barriere bildet, muß es seitlich in der Windrichtung abfließen (Fig 1).

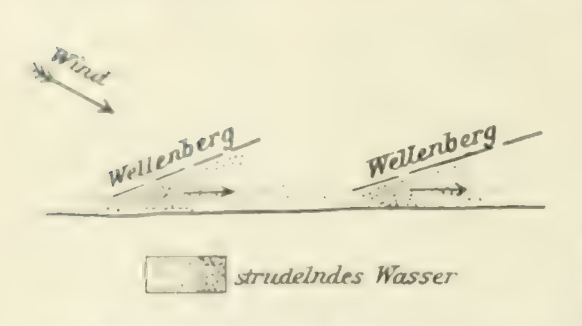


Fig. 1. Seitliches Abfließen des brandenden Wassers. Die kleinen Pfeile geben die Richtung der Bewegung an.

4. An Molen mit flachem Ufergrund beobachtet man bei starkem Wellengang häufig, daß das durch die brandende Welle mit großer Wucht gegen die Mole geschleuderte Wasser sich mit sehr großer Geschwindigkeit längs der Mole bewegt. Es setzt sich also die Vorwärtsbewegung des Wassers in der brandenden Welle in eine gleich große Seitwärtsgeschwindigkeit um. Vielleicht wirkt das in der Rollerzone befindliche Wasser für die Brecher bis zu einem gewissen Grade ähnlich wie eine Mole.

Aus meinen Beobachtungen zu entscheiden, welcher Erklärung der Vorrang zu geben ist, ist mir nicht möglich. An mehreren Stellen der Westküste, wo infolge vorgelagerter Bänke die Wellen ziemlich bei jeder Windrichtung in derselben Richtung aus WNW auf den Strand laufen, wurde bei Südwestwind keine Seitwärtsbewegung des Wassers gesehen, woraus die Wichtigkeit der Wellenrichtung für diesen Vorgang hervorgeht. Andererseits wurde z. B. beobachtet, daß die durch einfache Dünungswellen hervorgerufene Seitwärtsbewegung ziemlich gering war, was auf die Wichtigkeit des Windes schließen läßt. Vielleicht müssen mehrere der vier genannten Ursachen zusammen wirken, um die erwähnte Seitwärtsversetzung des Wassers hervorzurufen.

Diese Seitwärtsversetzung nun möchte ich als „**Brandungsstrom**" bezeichnen.[1] Derselbe ist übrigens den Badegästen der samländischen Küste eine wohlbekannte Erscheinung. Dieser Strom ist es, der das Baden (z. B. bei Rauschen) bei Sturm so gefährlich macht. Ich selbst habe außerhalb der Brecherzone gegen ihn anzuschwimmen versucht. Eine Bewegung vom Lande weg oder auf das Land zu habe ich dabei nicht bemerkt, wohl aber war es manchmal nur schwer, oft gar nicht möglich, sich gegen den Strom vorwärts — d. h. also parallel der Küste — zu bewegen, obwohl ich ein guter Schwimmer bin. Versuchte man zu stehen, was nur möglich war, wenn man sich an eines der Taue der Badeanstalt klammerte, so wurde im Augenblick der Sand neben und unter den Füßen seit-

[1]) [illegible] hat vielleicht denselben Vorgang im Auge, wenn er von „Strandströmen" (a. a. O. III, S. 117, IV, S. [illegible]) spricht. In seinen Erklärungsversuchen bringt er jedoch verschiedenartige Beobachtungen durcheinander.

wärts fortgespült, so daß man den Halt verlor. Es ist das ein unmittelbarer, sinnfälliger Beweis dafür, daß der Brandungsstrom wohl imstande ist, ganz bedeutende Sandmassen seitwärts zu verfrachten. Die schnell seitwärts wandernden Sandbänke, die man besonders vor der Samländischen Nordküste beobachten kann[1]), die Löcher, die in der Schorre[2]) ausgestrudelt werden, und die man auch beim Baden unangenehm bemerken kann, sind m. E. auf die Wirkung des Brandungsstromes zurückzuführen.

Es kann nicht im Plane dieser Arbeit liegen, mich mit der gesamten Literatur über die morphologische Wirkung von Meeres- und Küstenströmungen auseinanderzusetzen, wenn auch die in Frage kommende Literatur mir bekannt ist. Die von *Brückmann*, *Schellwien*, *Tornquist*, *Wutzke* u. a. an der Samländischen Küste gemachten Beobachtungen lassen sich sehr gut mit der im folgenden dargelegten Hypothese vereinigen. Auf alle Hypothesen einzugehen, von denen die des Verf. abweicht, würde zu weit führen. Hervorheben möchte ich jedoch ausdrücklich, daß es mir fernliegt, die hervorragende Bedeutung der von *Philippson* erkannten und hervorgehobenen Küstenversetzung für die Samländische Küste zu bestreiten. Nur muß man eben, wie es *Philippson* tatsächlich getan hat, alle Uferströmungen, also auch den Brandungsstrom mit in den Begriff Küstenversetzung einbeziehen. Um nun diesen Ausdruck wirklich eindeutig in dem umfassenden Sinne gebrauchen zu können, schlage ich für die eigentliche Zickzackbewegung den in der küstenmorphologischen Literatur bereits heimischen Ausdruck „Strandvertriftung" vor.

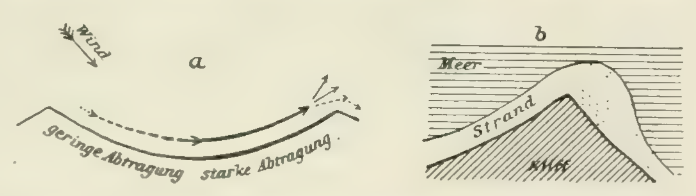


Fig. 2. Grundsätzliches Wirken des Brandungsstromes.
a) Zunahme des Brandungsstromes und der durch ihn bewirkten Abtragung längs einer Bucht. b) Durch den Brandungsstrom bewirkte Sandanschwemmung an einem Vorsprung.

Sieht man den Brandungsstrom von oben, d. h. von der Höhe des Kliffs, so hat man den Eindruck, als ob ein ziemlich schnell fließender Fluß sich vorbeiwälzt. Und diese Vorstellung des Flusses läßt sich auch morphologisch begründen und scheint mir sehr fruchtbar zu sein.

Wie seitlicher Wind, so schmiegt sich der Brandungsstrom immer an das Ufer an, zumal er an die Brecher- und Rollerzone gebunden zu sein scheint. Nehmen wir nun an, wir hätten eine nach Norden offene Bucht an der Nordküste des Samlandes und es herrschte Westwind[3].) Der Brandungsstrom wird im westlichen Teil der Bucht nur geringe Wirkung haben, da er dort noch nicht seine volle Kraft entwickelt hat. Bei weiterem Vordringen entlang der Bucht nimmt Kraft und somit auch abtragende Wirkung des Brandungsstromes zu. Unmittelbar hinter dem Vorsprung, der die Bucht im Osten von der nächsten Bucht trennt, wird der Brandungsstrom ins offene Meer hinausschießen und sofort

---

[1]) *E. Schellwien*, Geol. Bilder v. d. Saml. Küste. Schr. d. Phys.-ök. Ges. Kbg. 1905, S. 38f.

[2]) *G. Braun*, a. a. O. S. IV.

[3]) Der Gedanke ist hier nur für westliche Winde abgeleitet, da sie an der Samländischen Küste vorherrschend sind. Er gilt natürlich für Winde aus anderer Richtung entsprechend.

ihre Transportfähigkeit verlieren. Tatsächlich wurden nach stärkeren Westwinden hinter Vorsprüngen von Buchten häufig starke Sandanschwemmungen festgestellt (Fig. 2 S. 9).



phot. Mortensen Juni 1920

Abb. 3 Sandanschwemmung an der Ostseite der Wanger Spitze (Neukuhrener Hafen) infolge Wirkung des Brandungsstromes.

So möchte ich z. B. die übrigens durchaus wechselnden Sandanschwemmungen am Strande des Neukuhrener Hafens östlich der Wangerspitze (vgl. Abb. 3) auf diese dem Vorgang der Deltabildung vergleichbare Ablagerung zurückführen und nicht auf unbewiesene Neerströme. Die bei O-Wind an der NW-Spitze von Brüsterort entstehende Sandbank,[1]) die nach meinen Beobachtungen sich auch an der Westseite der Spitze nach Süden zeigend bilden kann, und die bei W-Wind meist verschwindet, ist eine gute Bestätigung der vorgetragenen Ansicht. Ein Werk der Strandvertriftung sind solche Anschwemmungen nicht, da dann bei Westwind der in Fig. 3b wiedergegebene Zustand eintreten müßte, während tatsächlich die in Fig. 2b dargestellte Ablagerung beobachtet wurde.[2])

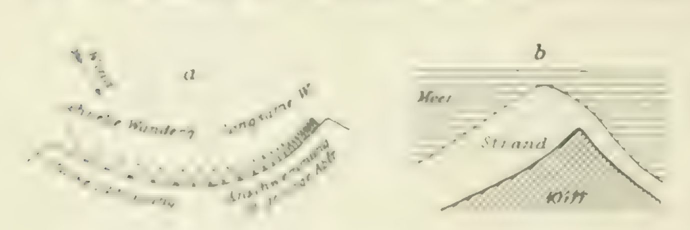


Fig. 3 Grundsätzliches Wirken der Strandvertriftung.
a) [illegible] einer Bucht (Die Zick-[illegible]. b) Durch Strandvertriftung bewirkte Sandanschwemmung an einem Vorsprung.

Zur Bestätigung betrachte man auch die Seekarten der Samländischen Nordküste, die dasselbe Bild zeigen: Ausstrudelung im Innern in der Osthälfte der Buchten, Anschwemmung im Westteil. Wir sehen also, daß der Brandungsstrom

1) [illegible], Schr. d. phys. ök. Ges. 1912 13. S. 107ff.

2) Die einseitige Sandanschwemmung an Buhnen (*A. Tornquist*, Über die Wanderung von Blöcken und Sand am ostpreußischen Ostseestrand. Schr. d. phys. ök. G. 1909) läßt auf die Wirksamkeit der Küstenversetzung nicht immer schließen. So ist bei Neukuhren an einigen Buhnen Sandanschwemmung an der Westseite, an anderen, regellos dazwischen gelegenen Buhnen Sandanschwemmung an der Ostseite häufig gleichzeitig sichtbar. Vielleicht spielt die Durchlässigkeit der Buhnen für seitwärts fließendes Wasser dabei eine Rolle.

imstande ist, die Auffüllung von Buchten zu verhindern und Vorsprünge anzugreifen, ohne ihr Verschwinden herbeizuführen. Denn es ist sehr wohl denkbar, daß der Brandungsstrom bei vorwiegend westlichem Wind einen Vorsprung der Nordküste stark angreift und dauernd nach Osten verschiebt, ohne ihn merklich zu verkleinern.

An der Samländischen Westküste ist der Brandungsstrom gleichfalls des öfteren beobachtet worden, doch ist die Küstenform nicht so deutlich mit ihm in Zusammenhang zu bringen. Es liegt das wohl zum Teil daran, daß an der Westküste die zahlreichen vorgelagerten Bänke die Ausbildung des Brandungsstromes komplizieren. Auch haben die vorherrschenden Westwinde an der Westküste nicht eine vorherrschende Richtung des Brandungsstromes zur Folge, da derselbe bei Südwestwinden nördlich, bei Nordwestwinden südlich gerichtet ist, ein Wechsel der Stromrichtung also viel häufiger als an der Nordküste stattfindet. Ein Verwischen der typischen Formen ist die natürliche Folge. Im übigen läßt z. B. die Sorgenauer Bucht einen südnordsetzenden Brandungsstrom deutlich erkennen. Der Strand ist in der Bucht sehr schmal, und nur im nördlichen Teil der Bucht, der durch den vorspringenden südlichen Teil vor dem Brandungsstrom geschützt ist, reicht die Bewachsung bis auf den Strand, wird jedoch augenblicklich, wo der vorspringende südliche Teil bald abgeschliffen ist, auch schon von dem Meere angegriffen.

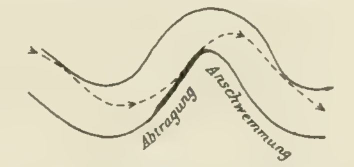


Fig. 4. Wasserbewegung in einer Flußwindung. (Im Anschluß an die von *Passarge*, Grundlagen der Landschaftskunde wiedergegebene Zeichnung *Behrmanns*).

Aus der Gesamtheit obiger Beobachtungen geht hervor, daß der Brandungsstrom genau so wirken kann wie ein mäandrierender Fluß, der seine Mäander ausspült, die Prallhänge flußabwärts verschiebt und auf der dem Stromstrich abgekehrten Seite Gleithänge schafft (Fig. 4). Natürlich ist der Mechanismus wie ausgeführt, ein etwas anderer als bei einem Fluß.

Es ist denkbar, daß der Brandungsstrom sich aus eigener Kraft selbst größere Buchten schafft, denn längs einer geradlinigen Küste wird seine Wirkung wachsen, er wird sich immer tiefer in das Land einfressen — d. h. eine Bucht entstehen lassen. Bei weiterem Vordringen längs der Küste wird der Brandungsstrom das Wegschaffen des Materials nicht mehr bewältigen können, so daß ein Stück hinter der Bucht die Abtragung aufhört. Dort geht die Küste nicht zurück, es bleibt also ein Vorsprung stehen, an dem der Brandungsstrom frei ins Meer schießt und seinen Schutt abladet. Dahinter wird er wieder von neuem entstehen u. s. f.

Auch wenn wir dem Brandungsstrom die Bildung der Buchten nicht zuschreiben wollen, können wir ihn mit einem Fluß, der in eingesenkten (oder ererbten) Mäandern fließt, vergleichen, denn ein in eingesenkten Mäandern fließender Fluß fließt ja auch in Krümmungen, die seiner augenblicklichen Wasserführung nicht entsprechen. Wie der mäandrierende Fluß bestrebt ist, seine Mäander umzugestalten, so arbeitet auch der Brandungsstrom an der Umgestaltung der Buchten.

Ist die gegebene Arbeitshypothese richtig, so wäre damit die Feststellung *Th. Fischers*[1]): „Überall, wo das Meer durch Brandungswellen oder Strömungen

[1]) *Th. Fischer*, Zur Entwicklungsgeschichte der Küsten, Pet. Mit. 1885, S. 411ff.

überwiegenden Einfluß auf die Gestaltung und Entwicklung, seien es Steilküsten oder Flachküsten, ausübt, nimmt die Küstenlinie die Form aneinandergereihter Kreisbogen an, an Steilküsten mit kleinem, an Flachküsten mit großem Radius. . . ." ausreichend erklart. Da nämlich an Flachküsten der Widerstand des Ufers gegen die abtragende Wirkung des Brandungsstromes verhältnismäßig gering ist, so gelingt es demselben schnell, seinen „Prallhang" „flußabwärts" zu verschieben und große Buchten zu schaffen. Bei Steilküsten geht das naturgemaß langsamer; die Moglichkeit der Komplizierung infolge der Beschaffenheit der Kuste ist viel großer, und so kommt es, daß der Zustand der flachen Buchten mit großem Radius nie erreicht wird. Die Vorstellung, die man von einer Ausgleichskuste hat, müßte man, die Richtigkeit der gegebenen Ableitungen vorausgesetzt, dahin prazisieren, daß der Ausgleich erreicht ist, wenn das Meer flache Buchten geschaffen hat, deren Radius außer von der Beschaffenheit der Küste wesentlich von einer Resultierenden der verschiedenen an der betreffenden Küste vorkommenden Brandungsströme abhängig ist. Das Gesetz, daß das Meer die vorspringenden Teile ganz besonders angreift und zurückschneidet, die Buchten dagegen ausfullt, gilt somit durchaus nicht allgemein, sondern nur dort, wo die Buchten tiefer sind oder die Vorsprünge weiter hervortreten, als es dem erstrebten Ausgleichszustande entspricht.

Der Brandungsstrom scheint jedoch nicht nur zwangweise den bereits vorhandenen Buchten zu folgen und sie umzugestalten, wie es ein in eingesenkten Maandern fließender Fluß tut, er scheint auch freie Mäander bilden zu können! Diese sind natürlich, entsprechend der wahrscheinlich geringen Breite des Brandungsstromes[1]) erheblich kleiner als die großen Buchten. Ich denke dabei an die sehr haufig beobachteten, in den Strand eingeschnittenen Buchten von ca. 150—300 m Sehnenlänge. Manchmal sind die Vorsprünge durch Steinpackungen bestimmt, haufig aber ist dieses nicht der Fall, und gerade dann fällt die Gesetzmaßigkeit der Anordnung und Größe besonders auf. Man kann sich das vielleicht wie folgt vorstellen: Der Brandungsstrom ist an das Ufer gebunden. Das weiter draußen befindliche Wasser ist, selbst wenn es nach längerem gleichbleibendem Winde eine gewisse Geschwindigkeit erreicht hat, doch im allgemeinen gegen den Brandungsstrom als in Ruhe befindlich anzusehen. Der Brandungsstrom besitzt also nicht nur ein landseitiges, sondern auch ein seeseitiges Ufer. Die Vergleichsmoglichkeit mit einem schnellfließenden Fluß ist damit gegeben, Mäanderbildungen also zu erwarten.[2])

[1]) Messungen uber die Breite des Brandungsstromes konnten vom Verf. nicht vorgenommen werden, sind wohl auch recht schwer durchzuführen, da der Brandungsstrom gerade bei stärkerem Wellengang am starksten ist, dann aber ein Befahren der Brandungszone nicht möglich ist. Weit ins Meer ragende Holzbrücken sind an der Samländischen Küste leider nicht vorhanden.

[2]) Vielleicht sind es diese „freien Mäander", die den von naturwissenschaftlicher Seite des öfteren beobachteten oszillatorischen Bewegungen bei strömenden Flüssigkeiten (*O. Baschin*, Die Naturwissenschaften 1918, Heft 24. *F. M. Exner*, Über oszillierende Strömungen in Wasser und Luft. Ann. d. Hydrographie usw., 1919, Heft 7/8, S. 155ff) entsprechen, während ja die Möglichkeit der Parallelisierung richtiger Flußmäander mit diesen oszillatorischen Bewegungen von den meisten Geographen nachdrücklichst bestritten wird.

M. E. ist es sehr wahrscheinlich, daß das Sandriff[1]) das meerseitige Ufer darstellt und seine Entstehung und Form wesentlich dem Brandungsstrom verdankt. Letzterer ruft nämlich eine Abbiegung des am Meeresboden seewärts abfließenden Wassers hervor, so daß kein Sandteilchen fürs erste über einen gewissen Abstand von der Küste hinausgelangen kann. Es ist das ein ähnlicher Vorgang, wie er bei der Entstehung der Roßbreiten[2]) vermutet wird. Der auf längere Strecken ziemlich gleichbleibende Abstand vom Ufer und das einförmige Relief des Zuwachsriffes wäre damit erklärt, während man nach der *Braunschen* Hypothese eine unregelmäßige, gelappte Form, entsprechend den Unregelmäßigkeiten des Meeresbodens und der von ganz lokalen Ursachen abhängenden verschiedenen Geschwindigkeit des am Untergrunde abfließenden Wassers vermuten müßte.[3])

Daß sich Strandvertriftung und Brandungsstrom in ihrer formenschaffenden Wirkung nicht dauernd aufheben — besonders was die großen Buchten anbetrifft, in denen ja Strandvertriftung bei den vorherrschenden Westwinden in der Westhälfte abträgt, in der Osthälfte in der Regel anschwemmt, der Brandungsstrom im Osten sicher stärker abträgt als im Westen — daß also nicht doch ein gleichmäßiges Rückschreiten eines geradlinigen, überall ziemlich gleich breiten Strandes stattfindet, liegt neben lokalen Ursachen, also dem Bau des Kliffs, an folgendem: Die Küstenversetzung ist fast dauernd im Gange, auch bei sehr schwachem Winde; der Brandungsstrom jedoch nur bei starkem Winde. Wenn auch die Strandvertriftung natürlich des öfteren ihre Richtung wechselt — das Einschneiden von Miniaturkliffs in vorher angeschwemmten Sand wurde, besonders bei sinkendem Wasserstande, dabei sehr hübsch beobachtet (s. Fig. 5)[4]) — so ist doch die vorherrschende Richtung Westost.[5]) Es ist demnach möglich und auch beobachtbar, daß an manchen Stellen fast dauernd ein schöner breiter Strand zu sehen ist, der erst dann beginnt zurückgeschnitten zu werden, wenn der Wind, ohne daß er seine Richtung zu ändern braucht, stärker wird. So wird infolge Anwachsens der Wirkung des Brandungsstromes bei stärker werdendem Winde die Küste maßgebender umgestaltet als durch die vorhergehende, fast dauernd sichtbare Anschwemmung. Man braucht während dieser Abtragung nicht einmal das Verschwinden des Zuwachsriffes oder

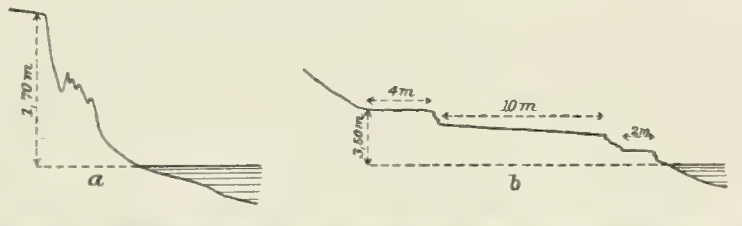


Fig. 5. Kliffartiges Anschneiden des Strandes infolge Wechsels der Richtung der Küstenversetzung.
a) Querprofil durch ein Strandkliff bei Rauschen, b) bei Loppöhnen.

[1]) *G. Braun*, a. a. O. S. 89ff.

[2]) *J. v. Hann*, Lehrbuch der Meteorologie, 3. Aufl., Leipzig 1915, S. 490ff.

[3]) Über das noch nicht hinreichend geklärte Problem der Sandriff-Bildung vgl. *Th. Otto*, Der Darss und Zingst. 13. Jahresbericht d. Geogr. Ges. Greifswald 1911 12, Greifswald 1913, S. 393 ff. und Tafel 20!

[4]) Durch den Wechsel der Richtung der Strandvertriftung werden Stellen vorherrschender Anschwemmung meist zu Stellen vorherrschender Abtragung.

[5]) *E. Brückmann*, Strömungen usw. Forsch. z. Deutsch. L. u. V. Kunde, 1919.

Strandwalles zu erwarten, denn es ist möglich, daß der Brandungsstrom den Strand abträgt, während die brandenden Wellen immer wieder einen Wall aufschütten, der so vor dem Meerehergetrieben wird.

Gerade die nebeneinander hergehende Wirkung von Brandungsstrom und Strandversetzung dürfte häufig, wenigstens war das in Samland der Fall, den bunten Wechsel von Aufschüttung und Abtragung längs scheinbar gleichartiger Küstenstücke erklären. Ein „Schema“ darüber aufzustellen dürfte jedoch bei dem zeitlich schnellen Wechsel der Kräfte und somit auch der Kraftwirkungen nicht möglich sein. Die Parallelisierung des Brandungsstromes mit einem Fluß läßt sich eben infolge der komplizierenden Wirkung der Brandung und des häufigen Wechsels der Richtung des Brandungsstromes nicht bis in die äußersten Konsequenzen durchführen. Jedenfalls dürfte es nach vorstehenden Ausführungen von Vorteil sein, die Wirkung des erkannten Brandungsstromes bei allen morphologischen Küstenstudien zu berücksichtigen.

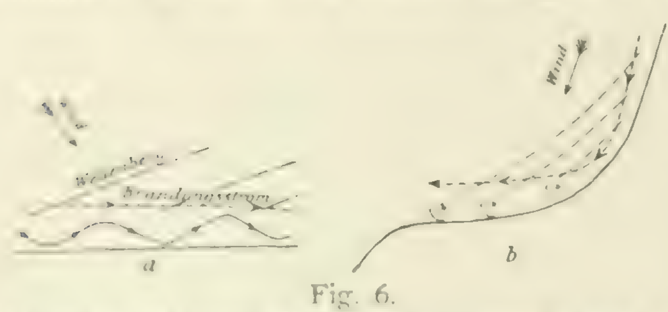


Fig. 6.

a) Das auf- und ablaufende Wasserteilchen beschreibt längs des Ufers eine Schlangenlinie, wenn Brandungsstrom und Wellenbewegung dieselbe Richtung haben. b) Das ablaufende Wasserteilchen läuft in der Richtung zurück, aus der es gekommen ist, wenn Brandungsstrom und Wellenbewegung entgegengesetzt gerichtet sind.

Zum Schlusse dieses Abschnittes möchte ich noch erwähnen, daß zwischen auf- und ablaufenden Wellen und Brandungsstrom anscheinend noch ein bemerkenswerter Zusammenhang besteht:

a) Wo der Brandungsstrom schön entwickelt ist, zeigt das Wasserteilchen der brandenden Welle durchaus keine Parabelbewegung, sondern das ablaufende Wasser wird derartig vom Brandungsstrom mitgerissen, daß schließlich eine Schlangenlinie zu beobachten ist. (Fig. 6a).

b) Geht der Brandungsstrom auf kurze Strecken der Wellenrichtung entgegen[1] (Fig. 6b), so läuft auch das ablaufende Wasserteilchen in derselben Richtung zurück, aus der es gekommen ist.

Gerade die schlangenlinienartige Bewegung der auf- und ablaufenden Wasserteilchen zusammen mit dem Anblick des in der überschlagenden Welle sich seitwärts bewegenden Wassers verstärkt für das Auge den Eindruck eines Flusses.

3. Die Sturmfluten.

Ihre höchste Wirkung entfalten die geschilderten Kräfte, Brandung und Küstenversetzung, bei den gelegentlichen Sturmfluten, die hier wie an der gesamten Ostseeküste keine Seltenheit sind. Verf. selbst hat eine wirklich großartige Sturmflut weder im Gange noch in ihren unmittelbaren Spuren sehen können. Doch scheint es ihm nach dem, was in der Literatur[2]) über Sturmfluten

[1]) Auf längere Strecken wurde das nicht beobachtet, da dann der Brandungsstrom aufhörte.

[2]) Wissenschaftlich wertvolle Beobachtungen geben außer *G. Krüger*, Über Sturmfluten an den deutschen Küsten der westlichen Ostsee. Diss. Greifswald 1910, 12. Jahresber. d. Greifsw. Geogr. Ges. 1909/10, der gleichzeitig eine sorgfältige wissenschaftliche Verarbeitung

und ihre Einwirkungen auf die Formen des Kliffs zu finden ist, als ob auch an der Samländischen Küste Sturmfluten an manchen Stellen wesentlich den Zustand des Kliffs beeinflussen, anscheinend in der Weise, daß eine Sturmflut Zerstörungen in Gang gebracht hat, die entweder durch andere Kräfte fortgesetzt werden oder noch jahrelang abklingen. Manche sogenannte Kliffverjüngung, die an sich vielleicht auf „Wiederbelebung der Abrasion" schließen lassen könnte, ist m. E. auf Kosten einer einzigen Sturmflut zu setzen.

II. Die subaërische Denudation.

Bei der geringen Widerstandfähigkeit des aus Sanden, Tonen und Geschiebemergel bestehenden Kliffs haben die subaërischen Kräfte an der Samländischen Küste leichtes Spiel.

1. Die mechanische Verwitterung.

Die mechanische Zertrümmerung der festeren Partien des Kliffs wird herbeigeführt durch den Frost und den Wechsel von Feuchtigkeit und Trockenheit. Spaltenfrost wirkt besonders in dem klüftereichen Geschiebemergel, wurde jedoch



phot. Mortensen Februar 1920

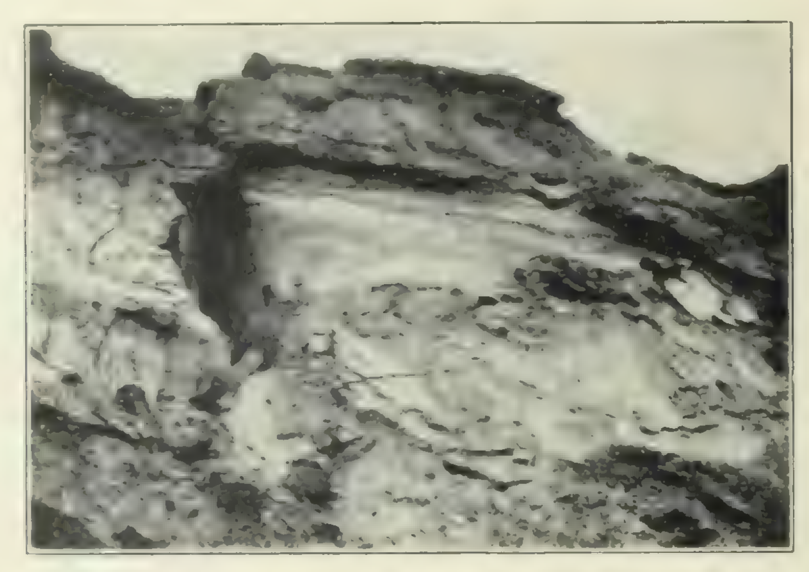
Abb. 4. Zerfall oberflächlich trocknenden Tones.
Westrand der Gausupschlucht bei Rauschen.

auch in den tertiären Tonen beobachtet. Das in den Poren des Mergels und der Tone gefrierende Wasser bewirkt eine oberflächliche Lockerung des Materials. Insolationswirkung ist an einzelnen der am Strande liegenden Steine wahrzunehmen, spielt aber für die Lockerung der Kliffoberfläche keine Rolle, da das

---

des gesamten Materials vornimmt, besonders *M. Friederichsen*, Die Ostseesturmfluten der Jahreswende 1913/14 und ihre Wirkung auf Pommerns Küsten. 14. Jahresber. d. Greifsw. G. G. 1913/14. — *A. Tornquist*, Die Wirkung der Sturmflut vom 9. bis 10. Januar 1914 auf Samland und Nehrung. Schr. d. phys.-ök. Ges. Kbg. 1913/14. — *E. Geinitz*, Die Sturmflut vom 30. XII. 1913 in ihrer Einwirkung auf die mecklenburigsche Küste. Mitt. a. d. Großherz. Mecklenburg. Geol. L. A. Rostock 1914. Ferner: die Schriften von *K. Keilhack*, *Th. Otto* u. a. im Jahrbuch d. Pr. Geol. L. A., 1914.

Material des Kliffs nicht spröde genug ist. Dagegen wirkt die Sonne dadurch ganz erheblich, daß sie die oberflächliche Austrocknung feuchter Schichten begünstigt. Da mit dem Wechsel der Durchfeuchtung stets eine Volumenveränderung verbunden ist, so entstehen durch die Austrocknung Spannungen, die sich in der Bildung von Trockenrissen und im Abplatzen größerer Stücke von den Wänden des Kliffs äußern. In den tertiären Tonen führt sehr starke Verdunstung meist nicht zur Bildung von Trockenrissen, sondern zum Zerfall der Oberfläche in kleine Partikel, ähnlich vielleicht wie bei den Scherbentonen des Appenin.[1]) Dieser Zerfall wurde besonders im Winter beobachtet, wenn bei längerem Frost die Oberfläche der Lettenbänke austrocknete, ein Nachdringen des in den Poren befindlichen Wassers jedoch dadurch verhindert wurde, daß die Kliffoberfläche bis zu einer gewissen Tiefe gefroren war (Abb. 4 S. 15). Unmittelbare mechanische Zerstörung des lockeren Kliffmaterials durch aufschlagenden Regen oder Hagel wurde naturgemäß nur selten beobachtet und tritt gegenüber der Wirkung der anderen zerstörenden Kräfte zurück.



phot. Mortensen Januar 1920

Abb. 5. Sandrutsch bei Garbseiden.

2. Die chemische Verwitterung.

Die chemische Verwitterung spielt gegenüber der intensiven physikalischen Verwitterung und bei der Geschwindigkeit, mit der die Abtragung vor sich geht, augenblicklich keine Rolle an der Küste. Die seit der Eiszeit vor sich gegangene Umwandlung des obersten Geschiebemergels in lehmigen Sand ist insofern wichtig, als infolge dieser Verwitterung der oberste Grundwasserhorizont immer mindestens mehrere Meter unterhalb der Kliffoberkante liegt. Es ist das für den Formenschatz des Kliffs von wesentlicher Bedeutung.

[1]) G. *Braun*, Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appenin. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin [illegible] S. [illegible]. In den italienischen Scherbentongebieten sind von *Braun* beschriebene „Frane" häufig, die den an der Samländischen Küste beobachteten Bodenverlagerungen in mancher Hinsicht ähneln.

3. Die Schwerkraft.

Das durch die mechanische Verwitterung gelockerte Material unterliegt häufig, ohne daß andere Kräfte wesentlich mitwirken, unmittelbar dem Einfluß der Schwerkraft. Besonders von den sandigen Partien rieselt bei trockenem Wetter dauernd ein feiner Sandregen den Abhang hinab. Ausstreichende Sandschichten nehmen daher meist schnell ihren natürlichen Böschungswinkel an. Von Zeit zu Zeit stürzen aus festeren Schichten des Kliffs auch größere Stücke ihres Haltes beraubt auf den Strand. Wo das Meer das Kliff bespült und übersteile Böschungen herbeiführt oder gar Hohlkehlen schafft, verlieren die hangenden Schichten ihre Unterlage und gehen als Erdstürze zu Tal (vgl. Abb. 5 S. 16). Fast überall ist daher das Kliff von einer Schutthalde umsäumt. Gegenüber diesen akuten Vorgängen treten die chronischen Bodenversetzungen in ihrer Wirkung anscheinend zurück. Abwärtsrücken des Bodens wurde unmittelbar nicht beobachtet, doch kann man aus der Stellung der Bäume mitunter darauf schließen (Fig 7 und Abb. 30). Sacken des Bodens im Anschluß an akute Bodenverlagerungen findet des öfteren statt; Bildung von Rissen und Spalten sind die Folge. Eine Terassenbildung, ähnlich der von *Volz*[1]) für die Tropen beschriebenen, ist an bewachsenen Hängen häufig zu sehen, z. B. bei Groß-Dirschkeim. Doch möchte ich die Frage offen lassen, ob es sich dabei nicht um Viehpfade handelt. Die am Wachtbudenberg sichtbaren Terassen sind anscheinend kleineren akuten Rutschungen zuzuschreiben.



Fig. 7. Stellung der Bäume auf einem ausgeglichenen Klifthang in der Sorgenauer Bucht (nach einer Photographie des Verfassers).

Die meisten Bodenverlagerungen wie Schlammströme, Bodenfluß, Erdstürze und Erdrutsche gehen unter wesentlicher Mitwirkung eingesickerten oder oberflächlich abfließenden Wassers vor sich und werden daher in den diesen Kräften gewidmeten Abschnitten besprochen werden.

4. Das im Boden zirkulierende Wasser.

An zahlreichen Stellen sieht man die Sickerwässer über undurchlässigen Schichten am Hange des Kliffs austreten. Nach Regenzeiten ist der Austritt stärker, aber auch während langer Trockenperioden versiegt das Grundwasser nie ganz. Die eigentliche Austrittsstelle ist unter Schutt oder Vegetation häufig nicht zu sehen, so daß eine Kartierung des austretenden Grundwassers nicht möglich war, zumal eine Trennung zwischen tatsächlichem Grundwasser und vorübergehend eingesickertem Regenwasser meist kaum möglich ist.[2]) Daß auch die die Küste aufnehmenden Landesgeologen dieser Schwierigkeiten nicht Herr

[1]) *W. Volz*, Über Bodenversetzung in den Tropen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berl. 1913, S. 155ff. und Abb. 10, S. 121.

[2]) Vgl. dazu *K. Keilhack*, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. Berlin 1917, S. 69

geworden und ergibt sich aus der zweifellos viel zu niedrigen Zahl der auf den Profilen der Landesaufnahme angegebenen Quellpunkte.

Als wasserundurchlässig sind im allgemeinen die tonigen Letten, die Braunkohlenflöze und der nicht chemisch verwitterte Geschiebemergel zu betrachten. Der tertiäre und diluviale Krant ist ebenfalls praktisch wasserundurchlässig. An vereinzelten Stellen wirken Blockpackungen oder Torfeinlagerungen als Wasserhorizonte.

Bei der Wirkung des Wassers muß man unterscheiden zwischen der Wirkung desselben bis zum eigentlichen Austritt und der Wirkung beim Abfließen des Wassers am Hang. Das bereits ausgetretene Grundwasser ist von dem nicht versickerten, oberflächlich abfließenden Regenwasser oft nicht zu trennen und soll daher erst gelegentlich der Flächenabspülung besprochen werden.

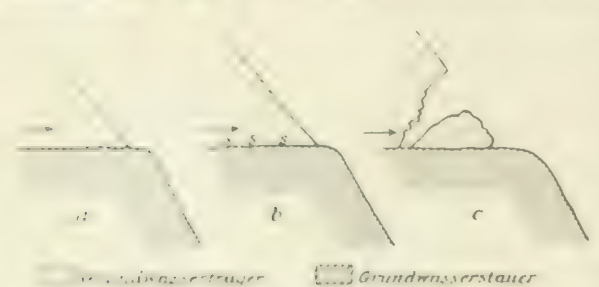


Fig. 8. Ausschlemmen eines Grundwasserträgers an seiner Basis nach Beobachtungen des Verf. bei Rauschen.

a) [illegible] der Basis ungefähr bei s ... des Hangenden. Die Pfeile zeigen die Richtung des Grundwasserstromes an.

Tritt das Wasser ungehindert über einer Schicht aus, so schlemmt es die darüber liegenden (Sand-)Schichten an ihrer Basis aus. Kleine Höhlen oder wenigstens Stellen von geringerer Materialfestigkeit entstehen, so daß die hangenden Schichten ihren Halt verlieren und abstürzen (Fig. 8). Wesentlich begünstigt wird dieser Vorgang dadurch, daß die undurchlässigen Schichten an der Grenzfläche aufgeweicht und dadurch gleitend gemacht werden. Auch eine erodierende

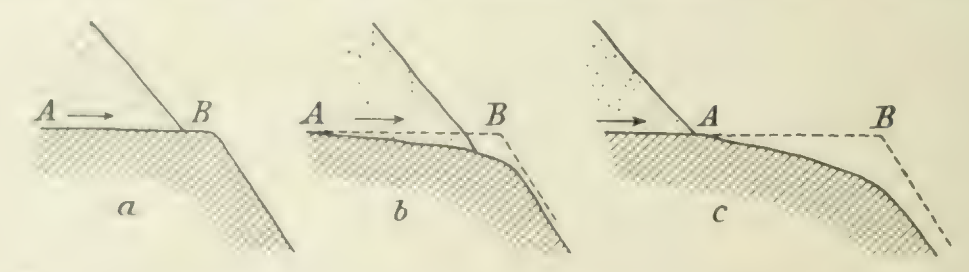


Fig. 9. Subterrane Abtragung des Grundwasserstauers (Tertiär der samländischen Nordküste).

a) Anfangsstadium. b) Fortgeschrittene subterrane Abtragung. c) Die vordersten Partieen des Grundwasserträgers haben ihren Halt verloren und sind abgestürzt. A B = ursprüngliche Schichtgrenze.

Tätigkeit des Grundwassers auf der undurchlässigen Schicht spielt eine Rolle, wie es die drei Figuren 9 zeigen. Sind die hangenden Sandschichten trocken, so erfolgt das Nachstürzen allmählich; sind sie feucht, so stürzen gewöhnlich etwas größere Sandmassen auf einmal ab. Diese Vorgänge sind besonders in tertiären Gebieten sorgfältig vom Verfasser beobachtet worden, gelten jedoch auch für das Diluvium, da innerhalb des Geschiebemergels auch Unterschiede der Wasserdurchlässigkeit bestehen, und zwar nicht nur infolge des Wechsels von Sand und Ton oder Mergel, sondern auch innerhalb des Geschiebemergels. Die Ausschlemmung sandigen Geschiebemergels oder -lehms wird manchmal bemerkbar durch das Herabbiegen der auf dem Plateau befindlichen

Vegetationsdecke (vgl. Abb. 6). Die Schichtgrenzen zwischen durchlässigen und undurchlässigen Schichten sind im Diluvium meist nicht so eben wie im Tertiär, so daß die im Tertiär vorhandene Bankung der Schichten für das Diluvium im allgemeinen nicht zu bemerken ist



phot. Mortensen April 1920

Abb. 6. Zerstörung des Kliffs an der Rantauer Spitze durch austretendes Wasser. Das Hinabbiegen der Vegetationsdecke auf dem Plateau ist noch mehrere Meter vom Plateaurand entfernt wahrzunehmen.



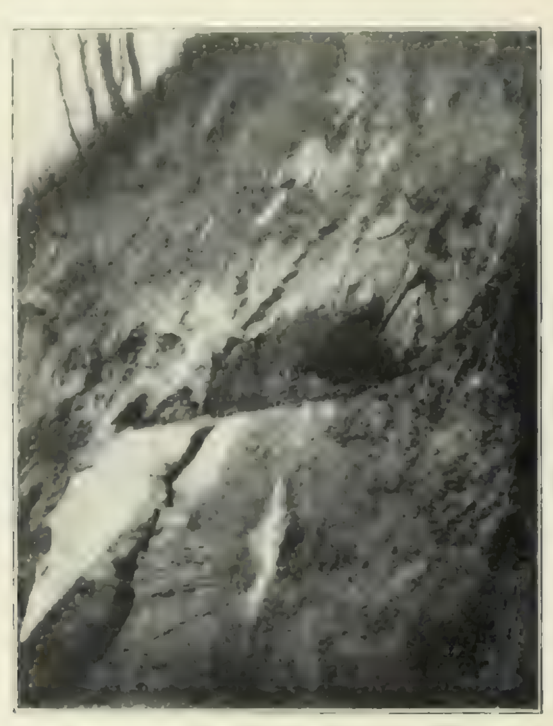
phot. Mortensen März 1920

Abb. 7. Höhlenbildung im Diluvium an der Georgenswalder Spitze als Folge von Frost und Auftauen. Der immer noch langsam abfließende Schlamm ist so weich, daß der Hammer (in der Mitte des Bildes) langsam umsinkt.

Das Gleiten auf aufgeweichter Unterlage spielt auch für ausgedehntere Schichtverbände eine Rolle. So werden z. B. die großen Rutschungen bei Brüsterort auf Bewegung der diluvialen Schichten über durch Grundwasser geglätteten tertiären Schichten zurückgeführt.[1])

[1]) *E. Meyer*, Erl. z. Geol. Karte v. Pr. usw., Blatt Gr.-Dirschkeim. Berlin 1914, S. 41.

Nicht immer tritt jedoch das Grundwasser ungehindert aus; häufig wird es aus mancherlei Ursachen vor dem Austritt gestaut, so z. B. wenn es in den Klüften des Geschiebemergels versickert, ohne einen Ausweg zu finden. Auch das oberflächliche Gefrieren des Kliffs kann den Wasseraustritt verhindern; der an



phot. Mortensen März 1920
Abb. 8. Höhle im Geschiebemergel südlich Alknicken.

manchen Stellen sehr dichte Wurzelfilz hat eine ähnliche Wirkung. Eine geringe Verbiegung wasserundurchlässiger Lettenschichten im Tertiär kann vielleicht auch zur Aufstauung des Grundwassers führen. Das gestaute Wasser weicht nun den liegenden Ton oder Mergel zu einem breiigen Schlamm auf, solange bis sich derselbe gewaltsam einen Ausweg sucht oder aber die Ursache der Stauung wegfällt (z. B. wenn die gefrorene Oberfläche auftaut). Der Schlamm fließt dann als richtige Mure zu Tal. Im Abhang selbst zeigen oft Höhlen den Ort an, wo sich kleinere Schlammassen einen Ausweg gesucht haben. (Abb. 7 und 8 und Fig. 10). Derartige katastrophale Vorgänge konnten in kleinem Ausmaß vom Verfasser häufiger beobachtet werden, und es ist wahrscheinlich, daß manche der großen Schlammströme im Diluvium auf ähnliche Weise entstanden sind. Bei größeren derartigen Vorgängen entstehen naturgemäß keine Höhlen, da die hangenden Schichten nicht fest genug sind, sondern sofort nachstürzen und zum Teil gleich in und auf dem Schlammstrom zu Tale gehen. Wo das zirkulierende Wasser nicht gerade gestaut, sondern nur gehemmt wird, also z. B. unter dichtem Wurzelfilz, wurde des öfteren richtiger subsilviner Bodenfluß beobachtet. Unter der Vegetationsdecke bewegt sich zäher Schlamm abwärts, um an Wundflächen hervorzuquellen. Diese Abwärtsbewegung braucht durchaus nicht katastrophal vor sich zu gehen. So wurde

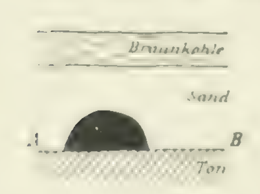


Fig. 10. Höhlenbildung über tertiärem Ton nach längerem Frost.— An der Georgenswalder Spitze.
A B = Grundwasseraustritt.

z. B. an bewachsenen Hängen, die nach unten in einen steilen Abfall übergehen, beobachtet, wie dauernd kleine Schlammklumpen unter der Wurzeldecke hervorquollen und dann den Steilhang fast frei hinabstürzten. Am Fuße der steilen Wand entstand so vor meinen Augen eine Schutthalde aus weicher Erde, ohne daß die Vegetationsdecke oberhalb des Steilhanges nennenswert zerstört wurde.

5. Das oberflächlich abfließende Wasser.

Das abfließende Regen- und Grundwasser ist für die Morphologie der Samländischen Küste von ganz besonderer, vielleicht ausschlaggebender Bedeutung. Besonders nach stärkerem Regen ist das ganze Kliff bedeckt von kleinen Rinn-



phot. Mortensen Dezember 1919

Abb. 9. Rinnsale und sekundäre Schlammströme am Steilhange eines großen Schlammstromes westlich der Wolfsschlucht bei Warnicken.

salen (Abb. ( ), die, im einzelnen häufig linear wirkend, in der Gesamtheit doch flächenhafte Wirkung haben. Das oberflächlich abfließende Wasser arbeitet nun auf zweierlei Weise:

Einmal trägt es unmittelbar ab durch Erosion und Transport des erodierten Materials. Diese Abtragung geht auf die verschiedenste Weise vor sich. Wo tatsächlich flächenhaftes Abfließen stattfindet, gehen ganze Mergel- und Lettenbänke gleichmäßig zurück. Es entsteht unter Umständen auf der Oberfläche eine Art Panzer der nicht ausgeschlemmten Teile, also der in der Schicht vorhandenen Steine (Diluvialmergel) oder Holz- und Pflanzenreste (tertiäre Letten). An anderen Stellen vereinigt sich das abfließende Wasser zu Rinnsalen, die mehr oder minder tiefe senkrechte Risse in die Wand einschneiden. Wo hangende tertiäre Letten der Abtragung erheblich widerstehen, spült das auf den Letten abfließende Wasser häufig den liegenden Sand so stark ab, daß die Lettenbank unterhöhlt wird und ziemlich beträchtlich überhängen kann (Fig. 11).

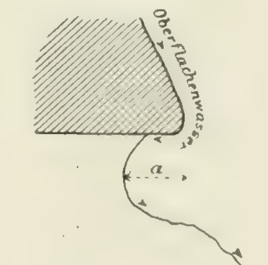


Fig. 11. Unterhöhlung von Ton über Sand. — Tertiär der Nordküste.

a beträgt bis 1 m

Es ist dies der Adhäsion des Wassers gegenüber dem Ton bezw. Sand zuzuschreiben. Die Lettenbank bricht schließlich ab und der Vorgang beginnt von neuem. Regenrisse im Sand nehmen häufig ihren Anfang in solchen kleinen Höhlen unterhalb wasserundurchlässiger Schichten. Kleine tropfsteinähnliche Bildungen sind dabei sehr hübsch zu sehen. In diluvialen Gebieten wurden diese Vorgänge selten unmittelbar beobachtet, doch sind sie überall da denkbar, wo Geschiebemergel oder Ton über Sand lagert. Das Hervorspringen von über tertiärem Sand lagerndem Geschiebemergel (Fig 12) beruht vielleicht auf einem ähnlichen Vorgang. Allerdings ist für die diluvialen Gebiete zu beachten, daß dort der liegende Sand meist mit einer dicken Schicht undurchlässigen Schlammes bedeckt ist, so daß das abfließende Wasser eine petrographisch gleichförmige Oberfläche vorfindet und eine Unterhöhlung nicht stattfindet.

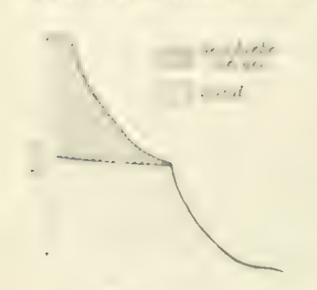


Fig. 12. Querschnitt durch das Steilufer südlich der Großen Kreislacker Schlucht.

Die erwähnte Schlammdecke ist an der Samländischen Küste so häufig, daß der Schichtenbau des Kliffs für einen großen Teil des Jahres vollkommen verhüllt ist. Sie wird in der Regel gebildet aus dem Material des hangenden Geschiebemergels. Dasselbe fällt manchmal in größeren Stücken auf den Hang und wird dort aufgeweicht, oder aber es wird durch abfließendes Wasser in zahllosen an sich dünnen Lagen auf dem Abhang ausgebreitet. Mitunter fließt es auch als zäher Brei von oben herab, das Kliff wie mit einer Lavadecke überziehend (Fig. 13). In tertiären Gebieten ist die Schlammdecke naturgemäß seltener zu sehen, da die tertiären Tone größere Widerstandsfähigkeit gegen Abspülung und geringere Fluktionsfähigkeit als der Geschiebemergel besitzen.



Fig. 13. Schlammfließen auf einem Sandhang.

Das Gras im oberen Teil der abgestürzten Grasscholle ist vom Schlamm erstickt. (Querprofil zum Kliff an der Pumperskaule.)

Das durch das abfließende Wasser abgespülte Material wird in Schlammkegeln und Schlammfächern auf dem Strande ausgebreitet (Abb. 10), um von dort allmählich durch Wind und Wellen abgetragen zu werden (Abb. 11). An der Farbe des Schlammes kann man leicht erkennen, ob vorwiegend Mergel-, Ton oder Kohlenschichten an der betreffenden Stelle abgespült worden sind.[1])

Der Transport des Materials durch die Flächenabspülung geht so kräftig vor sich, daß er nicht einmal vor dichter Vegetation Halt macht. An manchen Stellen ist am Fuße des Kliffs dichte Vegetation, während der obere Teil des Kliffs Spuren frischer Abtragung trägt. Nach stärkerem Regen kann man auch an diesen Stellen Schlammäcker auf dem Strande beobachten. Der Grasboden am Hange ist dann an zahlreichen Stellen oberflächlich mit dünnem Schlamm bedeckt. Die Tatsache, daß die Grasbüschel fast das ganze Jahr über abwärts gerichtet sind, ist ein Anzeichen der dauernden Wirkung der Flächenabspülung.

[1]) Nach stärkerem Regen ist die Abspülung des Kliffs und entsprechend die Ablagerung des Schlammes auf dem Strand so bedeutend, daß der Strand selbst an breiteren Stellen kaum passierbar sein kann.

Die hervorragende Bedeutung der Flächenabspülung ließe vielleicht erwarten, daß die sandigen Partieen, in denen das Wasser versickern kann, weniger abgetragen werden. An Stellen, wo nicht der Wind das abfließende Wasser in seiner



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 10. Schlammfächer auf dem Strande bei Georgenswalde.



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 11. Auf dem Strande flächenhaft ausgebreitete Schlammdecke, schalig auftrocknend.

abtragenden Wirkung ersetzte, ist dies auch mitunter wahrgenommen worden. Wo jedoch die über den Sanden lagernden Ton- oder Mergelschichten nicht sehr dünn sind, sind die unteren sandigen Partien, wie bereits erwähnt, meist mit einer bis über ½ Meter dicken Decke von abgestürztem oder abgeschlemmtem tonigem

Material bedeckt. Das ursprünglich im Sande versickernde Wasser enthält dann soviel toniges Material, daß es die Oberfläche des Sandes undurchlässig macht, so daß das Wasser bald nicht mehr einsickern kann, sondern oberflächlich abfließt und dabei den an sich durchlässigen Sand abträgt. Dies kann man auch dort beobachten, wo die Abspülung der hangenden undurchlässigen Schichten so gering ist, daß sich die erwähnte Schlammdecke nicht bilden kann. Besonders in tertiären Gebieten ist das der Fall. Auch dort wird so viel toniges Material abgetragen, daß die Oberfläche des Sandes durch das anfangs einsickernde Wasser immer wieder wasserundurchlässig wird. Es können sich dabei in ursprünglich wasserdurchlässigen Sanden sogar Regenrisse einschneiden, die tiefer sind, als die Dicke der wasserundurchlässigen Schlammdecke beträgt (Fig. 14). Durchstößt man den Boden am Grunde eines derartigen Regenrisses, so nimmt man ein sofortiges Versickern des abfließenden Wassers wahr. Der Tatsache, daß Sande im Liegenden von Tonen und Mergel vom abfließenden Wasser in derselben Weise abgetragen werden wie die wasserundurchlässigen Schichten, daß aber die Festigkeit der Sande und damit ihre Widerstandsfähigkeit gegen die abtragenden Kräfte erheblich geringer ist, ist es zuzuschreiben, daß Gebiete mit Wechsellagerung von durchlässigen und undurchlässigen Schichten ganz erheblich stärker abgetragen werden als Teile des Kliffs, die nur aus Sanden oder nur aus Geschiebemergel oder Ton bestehen.



Fig. 14. Querschnitt durch einen Regenriß im Schlamm über Sand.

a = Schlammdecke. b = Sand durch Tonteilchen undurchlässig gemacht. c = Sand.



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 12. Sekundäre Schlammströme am Fuße eines großen Erdrutsches.

Die zweite Art der Wirkung des Oberflächenwassers ähnelt der bei dem Grundwasser beschriebenen Wirkung gestauten Wassers und wurde außerordentlich häufig beobachtet. Wenn nämlich das abfließende Wasser lockere (vorher abgestürzte) Erdmassen durchdringt, verwandelt es dieselben, besonders wenn es gestaut wird, allmählich in einen zähen oder dünnflüssigen Brei. Ältere Schuttmassen werden so außerordentlich häufig der Ursprung kleiner und größerer

Schlammströme sekundärer Natur.[1]) (Abb. 12). Große Erdstürze werden durch den Regen manchmal so aufgeweicht, daß sie auf den später kommenden Beobachter, der die manchmal in ein bis zwei Wochen vor sich gehende Aufweichung nicht mit eigenen Augen gesehen hat, unbedingt den Eindruck von primär als Schlammstrom herabgekommenen Massen machen müssen. Ist das Gefälle steil genug, so geraten die bereits zur Ruhe gekommenen Absturzmassen erneut in Bewegung und gehen als „Erdgletscher" zu Tal (Abb. 13), ein Vorgang, der den erwähnten



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 13. »Erdgletscher« bei Brüsterort. Diluvium.

Irrtum über die Entstehung noch erklärlicher macht. In tertiären Schichten wurde diese Aufweichung lockeren Materials auch an der Oberfläche anstehender Schichten, selbst wenn dieselben in steiler Böschung angeschnitten waren, bemerkt. Wo die durch Frost und Verdunstung gelockerte Tonschicht durchfeuchtet wird, nimmt sie eine breiige Beschaffenheit an, auch wenn das gelockerte Material noch nicht abgestürzt ist. Der Brei rutscht langsam zu Tale.

Ist der Boden tief durchfroren gewesen, so ist bei beginnendem Tauwetter die Aufweichung des Materials durch abfließendes Wasser ganz besonders kräftig. Die aus subpolaren Gebieten beschriebenen Bodenversetzungen (z. B. Bodenfließen auf vereistem Untergrund, Bodenstau und -wulstung) können dann an der Samländischen Küste schön beobachtet werden.

Tritt das Grundwasser nicht flächenhaft aus, sondern als ausgesprochene Quelle, so ist die Wirkung an sich dieselbe, jedoch erheblich stärker auf kleinerem

[1]) Diese Aufweichung bereits umgelagerten Materials nebst sekundärer Schlammstrombildung ist so häufig, daß Verf. längere Zeit der Ansicht zuneigte, daß primäre richtige Schlammströme überhaupt nicht vorkommen.

Raume. Der abfließende Gehängebach unterwäscht seine Flanken; Abbrüche, Rutschungen und Schlammströme sind auch hier die Folge. Das abfließende Regenwasser vereinigt sich oft zu richtigen Bächen, die genau so wirken wie hinaus abfließendes Grundwasser, aber meist nur eine kurze Lebensdauer haben.

6. Der Wind.

Die Bedeutung des Windes ist an der Küste besonders vielseitig. Nicht nur, daß er die Wellen hervorruft und dadurch Brandung und Küstenversetzung zur Folge hat, oder daß er die Verdunstung verstärkt; er hat auch eine unmittelbare starke Wirkung.

Die Abblasung des Strandes durch den Wind ist so groß, daß oft der von unten durchfeuchtete Untergrund freiliegt.[1]) Sie spielt besonders an exponierten Stellen eine Rolle. Bei Brüsterort beispielsweise befördern alle Winde, die nicht aus nordwestlicher Richtung kommen, Strandsand ins Meer.

Auch die Abblasung des Kliffs ist an vielen Stellen ziemlich erheblich. Die feine Ausmodellierung von Windleisten in den geschichteten tertiären und diluvialen Sanden entsprechend der verschiedenen Korngröße und damit Feuchtigkeit der Schichten, die Bildung von Windkesseln, z. T. auch die Bankung der tertiären Schichten ist der Tätigkeit des Windes zuzuschreiben. Des öfteren sieht man am Abhang aus dem Sande Kleinformen herausgearbeitet, die den aus der Sächsischen Schweiz bekannten Felsgestalten (Wollsäcke am Brand, Wehltürme an der Bastei usw.) überraschend ähneln. Sie werden vom Wind, vielleicht unter Mitwirkung der Flächenabspülung, herausmodelliert.

Die bei auflandigem Winde noch weit im Inlande niedergehenden Sandmassen geben einen Begriff von der Stärke der Abblasung. Allerdings darf man die Tätigkeit des Windes nicht überschätzen. Anstehender Sand wird, wenn er auch nur sehr wenig feucht ist, kaum angegriffen. Verf. hat im Herbst 1919 an mehreren dem Winde exponierten Stellen Figuren in anstehenden Sand bis zu einer Tiefe von 3—4 cm eingekratzt, die im März 1920 noch ausgezeichnet erhalten waren. Eine merkliche Abtragung hatte an diesen Stellen nicht stattgefunden.

Die Zerstörung der Vegetation durch den Wind darf nicht unterschätzt werden. Die Verheerungen durch Windbruch in den Anpflanzungen an und auf dem Kliffe sind sehr bedeutend. An vielen Stellen wird die Vegetation durch angewehten Sand langsam aber unaufhaltsam erstickt. Der Wechsel der Vegetationsbedeckung zwischen windgeschützten und exponierten Partieen des Kliffs ist an vielen Stellen deutlich zu bemerken und zwar, da seitlicher Wind, wie man leicht wahrnehmen kann, sich den Buchten verhältnismäßig gut anschmiegt, nicht nur an den Vorgebirgen, sondern auch im Inneren der Buchten.

7. Zerstörung durch Tier und Mensch.

Die zerstörende Tätigkeit der Tiere ist recht gering. Wühlende Tiere sind fast überhaupt nicht vorhanden an der Küste, und der Anteil der Vögel, die zum Teil ihre Nester in den sandigen Lehm in der Nähe des oberen Kliffrandes bauen, ist

[1]) Selbst während kräftigen Regens wurde vom Verfasser starker Sandflug beobachtet!

für die Zerstörung auch nicht von Bedeutung. Von größerer Wichtigkeit ist die Tätigkeit des Menschen. Nicht nur, daß er an vielen Stellen zu Erwerbszwecken systematisch das Kliff zerstört (Bernstein- und Kiesgruben), leistet er an anderen Stellen durch Kurzsichtigkeit der Zerstörung Vorschub. So werden z. B. die Drainageanlagen häufig nur bis zum oberen Kliffrand geführt. Das dort das Kliff hinabfließende Wasser schafft sich in kurzer Zeit tiefe Schluchten. Der Sand zum Aufscheuern der Groß Kuhrener Stuben wird noch heute vom Zipfelberg geholt.[1]) Auch das Herumklettern auf dem Kliff trägt wesentlich zur Zerstörung bei. Ich weiß aus eigener Erfahrung, wieviel Schutt ein einziger Mensch dabei hinabbefördern kann. Wo nun zahlreiche Menschen herumklettern (trotz der Verbotstafeln ist das häufig der Fall), ist die Zerstörung naturgemäß wesentlich größer.

8. Der Einfluß des Klimas.

Große Bedeutung für die Wirksamkeit der abtragenden Kräfte hat das Mitteleuropa eigentümliche Klima. Ihm ist es zuzuschreiben, daß die geschilderten Kräfte in stetem Ineinandergreifen neben- und nacheinander arbeiten und so eine besonders große zerstörende Wirksamkeit entfalten können. In Ostpreußen ist nun, wohl infolge des Einflusses der Ostsee, die für das Mitteleuropäische Klima bezeichnende Häufigkeit eines Wetterumschlages noch größer als in anderen Gegenden. Wenn dasselbe Wetter längere Zeit herrschen würde, so würden die angreifenden Kräfte allmählich erlahmen.[2]) Der schnelle Wechsel zwischen feuchtem und trockenem, kaltem und warmem Wetter läßt an die Stelle der erlahmenden Kraft jedoch immer wieder eine neue Kraft treten, die unter den neuen Witterungsverhältnissen günstigere Bedingungen für ihre Wirksamkeit findet. Ein Beispiel möge dies erläutern: Spaltenfrost lockert den Boden auf und bereitet dadurch die Abtragung vor. Die Stärke der Abtragung bei eintretendem Tauwetter ist also wesentlich abhängig von der Dicke der gefroren gewesenen Bodenschicht. Bei längerer Dauer einer Frostperiode nimmt die Dicke der gefrorenen Bodenschicht schließlich nicht mehr zu, die spätere Abtragung ist also beschränkt, selbst wenn die Frostperiode z. B. den ganzen Winter über ununterbrochen andauern würde. Feuchtes Wetter von längerer Dauer ohne Unterbrechung durch Frost oder Trockenheit hat ebenfalls keine allzu große Abtragung zur Folge, da die Auflockerung des Materials durch die physikalische Verwitterung schließlich fehlt. Der im ostpreußischen Winter ganz besonders häufige Wechsel zwischen trockenkaltem und feuchtem, wärmerem Wetter hat dagegen für die samländische Küste zur Folge, daß die Kliffoberfläche mehrere Male während eines Winters bis zu einer gewissen Dicke gefriert (die der einer ununterbrochenen Frostperiode entsprechenden nicht viel nachsteht), in den Zwischenzeiten diese Schicht jedoch jedesmal fast völlig abgetragen wird. Es ist also, als ob die verheerende Frühjahrsschneeschmelze das Kliff mehrere Male während

---

[1]) Vgl. *Schellwien*, a. a. O., S. 30f und die sehr richtigen Ausführungen *Brückmanns* in seinen Abhandlungen.

[2]) Vgl. S. *Passarge*, Phys. Morph., S. 223.

eines Winters heimsucht![1]) In entsprechender Weise spielt der Wetterwechsel auch für die Wirkung der anderen Kräfte eine Rolle.

Wie sich die Wirksamkeit der Kräfte auf die einzelnen Jahreszeiten verteilt, ist natürlich nicht unbedingt zu entscheiden. Im allgemeinen kann man sagen, daß alle Kräfte im Winter und Frühjahr am energischsten arbeiten. Ausgenommen ist nur die unmittelbar abtragende Tätigkeit des Windes, die trotz geringerer Windstärke im Sommer und besonders im Herbst am größten ist, da nur in diesen Jahreszeiten das Kliff genügend trocken ist. Da die Wirkung des Windes jedoch nicht so augenfällig ist, wie die der anderen Kräfte, die mehr katastrophale Vorgänge hervorrufen, so macht auf den Beobachter das im Winter und Frühjahr in vollster Abtragung befindliche Kliff in den anderen Jahreszeiten den Eindruck fast völliger Ruhe. Nur zahllose Spuren sprechen noch von den stattgehabten Zerstörungen.

9. Schützende Kräfte.

Gegenüber der Zerstörung durch die genannten Kräfte tritt die Wirkung schützender Faktoren erheblich zurück, darf jedoch nicht völlig übersehen werden.

Wichtig für den Schutz der Küste ist die Vegetation.[2]) Sie hindert den Wind an der Abtragung und läßt die Flächenabspülung nicht ihre volle Wirksamkeit entfalten. Auch die Lockerung des Bodens durch mechanische Zertrümmerung — bei der allerdings die Wurzeln mithelfen — spielt eine geringere Rolle, wenn die Wurzeln den Boden zusammenhalten. So sieht man, wie bewachsene Hänge dem Angriff der Kräfte standhalten, während dicht daneben befindliche unbewachsene Teile des Kliffs von genau gleicher Beschaffenheit in vollster Zerstörung befindlich sind. Der Schutz, den die Vegetation dem Kliff vor der Wirkung des Grundwassers gewährt, ist geringer. Wie schon ausgeführt, kann nämlich die Abtragung des Kliffs auch unter dem Wurzelfilz vor sich gehen, indem eine Aufweichung des Bodens unter der Wurzeldecke eintritt und derselbe ins Fließen gerät. Gegenüber dem Angriff des Meeres bietet die Vegetation fast gar keinen Schutz. Überhaupt muß man berücksichtigen, daß der Pflanzenwuchs heftigerem Angriff zerstörender Kräfte nicht lange widerstehen kann. Der Wind läßt Bäume und Sträucher allmählich verkümmern; die Flächenabspülung läßt eine sehr dichte Grasdecke selten entstehen; der durch Grundwasser aufgeweichte Boden durchbricht oft in Schlammströmen die Wurzeldecke und hinterläßt kleinere und größere Wundflächen; die Schwerkraft hat auch in bewachsenen Gebieten Bodenversetzungen zur Folge; die Abtragung des in steiler Wand gegen das Plateau abschneidenden Kliffs unter der weit überstehenden Wurzeldecke ist überaus häufig zu sehen (Fig. 15). So ist es oft schwer



Fig. 15.
Das rückschreitende Kliff unterhöhlt die Plateauvegetation.
[illegible]

[1]) In Ostpreußen hört man häufig von den „sieben Wintern" sprechen, die das Land jedes Jahr durchmache.

[2]) Siehe auch u. S. 42 ff.

zu entscheiden, ob die Zerstörung des Kliffs an einer Stelle eine Folge der mangelnden Vegetation oder das Fehlen der Vegetation eine Folge der Zerstörung ist. Meist besteht natürlich eine Wechselwirkung, doch wird jemand, der mit eigenen Augen gesehen hat, wie rücksichtlos die Vegetation dem Angriff zerstörender Kräfte zum Opfer fallen kann, den Schutz, den die Vegetation dem Kliff gewährt, nicht allzu hoch anschlagen.

Außer der Vegetation können einige der bereits erwähnten zerstörenden Kräfte unter günstigen Umständen sehr merklich schützend wirken. An erster Stelle ist der Wind zu nennen. Auflandiger Wind häuft den Sand am Fuße des Kliffs zu einer Düne an. Diese ist manchmal vom Kliff durch einen Graben getrennt (untere Stufendüne)[1], oder aber sie geht unmittelbar in das eigentliche Kliff über. In letzterem Falle ist sie nur als eine Fortsetzung des Strandes anzusehen. Diese Sandablagerungen gewähren dem Kliff einen sehr wirksamen Schutz vor dem Angriff der See. An vielen Stellen kommt es nicht zur Ausbildung richtiger Dünen, sondern der Sand wird nur in verhältnismäßig dünner Schicht auf dem Kliffabhang abgelagert. Dies kann natürlich ein Ersticken der Vegetation und als Folgewirkung erhöhte Abtragung herbeiführen. Häufig aber wirkt diese Sandschicht wie ein Schwamm, der das den Hang hinabfließende Wasser aufsaugt und so das Kliff vor Abtragung schützt. Diese Schutzwirkung ist besonders offensichtlich, wo sich aus irgend welchen Gründen auch ohne Behinderung durch angewehten Sand Vegetation nicht ansiedeln würde.

Das vom Kliff herabkommende Wasser kann ebenfalls zum Schutze der Küste beitragen. Indem es nämlich im Sande des Strandes versickert und dabei seine mitgeführten Sinkstoffe ablagert, macht es den Sand bindig und verhindert die Abblasung durch den Wind.

Die dünne Eishaut, mit der sich bei Frost der Strand an manchen Stellen überzieht, verhindert ebenfalls die Abtragung durch den Wind.[2] Bei stärkerem Frost friert der feuchte Untergund des Strandes, so daß den abtragenden Wellen erheblicher Widerstand geboten werden kann.

III. Zusammenfassung.

Wenn wir die zerstörende und schützende Wirkung der Kräfte noch einmal zusammenfassend überschauen, so müssen wir feststellen, daß die Wirkung der angreifenden Faktoren erheblich größer ist als die der schützenden, zumal der Schutz, den manche Kräfte dem Kliff gewähren, nur eine Begleiterscheinung gleichzeitiger oder vorangegangener Zerstörung ist. So ist es nicht verwunderlich, daß unsere Küste sich in dauerndem, vielleicht unaufhaltsamem Rückgang befindet. An diesem Rückschneiden der Küste sind unmittelbar zweifellos die Landkräfte augenblicklich am stärksten beteiligt, wie es aus dem bisher Gesagten schon deutlich geworden sein dürfte. Wenn trotzdem die Meereskräfte als die wich-

[1]) Handbuch des deutschen Dünenbaues, Berlin 1900, S. 72.
[2]) Besonders häufig wurde das an der Brüsterorter Spitze beobachtet.

tigten an die Spitze dieses Abschnittes gestellt wurden, so hat das neben dem Wunsche, nicht unnötig von der bei Küsten üblichen Darstellungsweise abzugehen, besonders darin seinen Grund, daß es letzten Endes doch immer wieder das Meer ist, das, obwohl von verhältnismäßig geringer unmittelbarer Wirkung, die subaerischen Kräfte dauernd im Gange hält. Wie man sich das Ineinandergreifen der Meer- und Landkräfte vorstellen muß, ist ohne Kenntnis der Formen der Küste nicht zu sagen. Erst nach eingehender Kenntnis der Oberflächengestalt ist man berechtigt, ein Urteil darüber zu fällen (vgl. Abschnitt B II), zumal man erst dann die Richtigkeit des Urteils an Hand der Karten nachprüfen kann.

B. Die Oberflächengestaltung der Samländischen Küste auf Grund der morphologischen Kartierung.

Nachdem wir einen Überblick über die an unserer Küste augenblicklich wirkenden Kräfte gewonnen haben, können wir an die Betrachtung der Oberfläche der Küste gehen. Wir werden an Hand der dieser Arbeit beigegebenen Profile die Beziehungen, die zwischen der Oberflächengestaltung einerseits, dem inneren Bau, der Entwicklungsgeschichte und den wirkenden Kräften andererseits bestehen, untersuchen und so vielleicht zu einem wirklichen Verständnis der heutigen Form der Küste kommen.

Bei der Betrachtung der Profile muß man sich klar darüber sein, daß dieselben bei der Schnelligkeit, mit der die Abtragung an der Küste vor sich geht, gewissermaßen nur Momentbilder sind. Schon im Laufe der vom Verf. vorgenommenen Kartierung wurden an einzelnen Stellen ganz beträchtliche Veränderungen am Kliff wahrgenommen.[1]) Diese Änderungen wurden bei der endgültigen Fertigstellung der Profile nicht berücksichtigt, weil sonst dauernd kleine Verbesserungen erforderlich gewesen wären und eine solche Kartierung nie zum Abschluß gekommen wäre. Da infolge häufiger Begehung des Geländes die zum Anfertigen der Profile nötigen Aufnahmen im Felde in verhältnismäßig kurzer Zeit (Oktober 1919 bis März 1920) durchgeführt werden konnten, so dürfte trotzdem eine gewisse Einheitlichkeit erreicht sein.

Die bei der Aufnahme angewendete Methode wird, soweit nötig, in den einzelnen Abschnitten beschrieben werden.

Beim Auftragen der Ergebnisse der Aufnahmen zeigten sich mancherlei Schwierigkeiten in bezug auf Maßstab und Art der Darstellung. Nach mehreren vergeblichen Versuchen anderer Art wurde die vorliegende Längsprofil-Darstellung (vgl. Taf. I und II) gewählt. Der Längenmaßstab 1 : 25 000 gestattet einerseits noch genügendes Erkennen von Einzelheiten, andererseits läßt er die zeichnerischen Beilagen nicht zu umfangreich werden. Es ließ sich nicht umgehen, eine 10-fache Überhöhung anzuwenden, da sonst die ganz besonders interessante vertikale Differenzierung der einzelnen darzustellenden Faktoren nicht durchzuführen gewesen wäre. Auch so hat an manchen Stellen eine ziemlich weitgehende Generalisierung eintreten müssen, um das Kartenbild einigermaßen übersichtlich zu machen.

---

[1]) So hat z. B. die auf der Böschungsstufenkarte erkennbare Terrasse zwischen Wolfsschlucht und Georgenswalder Spitze seit Oktober 1919 erheblich an Ausdehnung abgenommen.

I. Die Oberflächengestalt.

1. Der innere Bau und die Entwicklungsgeschichte der Küste.

a. Die geologischen Verhältnisse und die Entwicklungsgeschichte.[1])

Die ältesten im westlichen Samland erbohrten Schichten gehören der oberen Kreide an und zwar dem Cenoman, Emscher und dem Senon. Mit dem Cenoman beginnt die große von W nach O vorschreitende Transgression des Kreidemeeres, das Ostpreußen überspülte und marine Ablagerungen zurückließ. Das Turon konnte bisher vom Cenoman und dem hangenden Emscher nicht getrennt werden. Darüber lagert der Emscher mit einer Fauna der offenen See. Das dann folgende Senon ist eine Tiefseebildung, so daß wir eine vom Anfang des mittleren Cenoman bis zum Obersenon dauernde Senkung des Gebiets annehmen müssen.

Das Alter der darauf folgenden „Grauen Letten" ist nicht klar, man rechnet sie dem (?) Eocän zu. Darüber lagert die eigentliche samländische Bernsteinformation, die dem Unteroligocän angehört. Sie besteht aus glaukonitreichen Grünsanden und -erden, zeigt zweifelsfrei marine Ausbildung und läßt erkennen, daß der Bernstein durch Meereskräfte von den durch das Oligocänmeer abradierten Bernsteinwäldern herbeigeschafft ist, also auf mindestens sekundärer Lagerstätte liegt. Die Grünsande, deren untere Hälfte „verkrantet" ist, sind die ältesten Schichten, die über NN an der Küste anstehen. Der Krant bildet am Fuße der Küste steile, bis 10 m hohe, rostbraune Mauern. Die Verbreitung des ursprünglich wohl aus dem Glaukonit stammenden Eisens und die vollkommene Durchtränkung der Schichten damit dürfte dem über der Grünerde abfließenden Grundwasser zuzuschreiben sein.

Auf die glaukonitischen Ablagerungen der Bernsteinformation legen sich, nur scheinbar konkordant, die bis zu 50 m mächtigen Ablagerungen der Samländischen Braunkohleformation, die als miocän gilt.

Die Entwicklung dürfte demnach so vor sich gegangen sein, daß während des Mittel- und Oberoligocäns das Gebiet eine Hebung bis über den Meeresspiegel erfuhr. Dabei wurden die glaukonitischen Sande umgelagert. Es lagerten sich die Sande der Braunkohlenformation ab; die entstehenden Süßwasserbecken füllten sich allmählich aus, Torfmoore entstanden, und ein wiederholter Braunkohlen- und Lettenabsatz erfolgte.

Die weitere Geschichte des Samlandes ist noch ungeklärt. Es ist anzunehmen, daß das Gebiet seinen Festlandcharakter bis zur Eiszeit behielt. Zum mindesten sind weitere Ablagerungen nicht gefunden worden. Präglaciale, in das ziemlich horizontal lagernde Tertiär eingeschnittene Täler zeugen von der Erosionstätigkeit der pliocänen Flüsse, die sich wahrscheinlich von Norden in einem im Süden befindlichen Meeresarm[2]) ergossen haben. Während der Eiszeit wurde dann das Gebiet stellenweise abgetragen worden, andererseits legten sich, die z. T. vielleicht tektonisch bedingten präglacialen Unebenheiten ausfüllend, die

[1]) Ich folge hier im wesentlichen den Erl. z. Geol. Karte v. Pr., Lief. 178 (vgl. o. S. 1, Anm. 1), in denen man auch die wichtige Literatur verzeichnet findet.

[2]) [illegible] Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaciallandschaft. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1910, Bd. I.

glacialen Ablagerungen über die horizontalen tertiären Schichten, die an vielen Stellen durch den Eisdruck gestaucht und zerbrochen wurden, wie man an der Küste sehr schön wahrnehmen kann. Große tertiäre Schollen, die im Diluvium „schwimmen", geben Zeugnis von der Kraft des Eises, das diese Schollen loszubrechen und in gefrorenem Zustande zu transportieren vermochte. Eine Gliederung der durch Geschiebemergel, Sande, diluviale Tone, Grand und Blockpackungen dargestellten glacialen Ablagerungen ist bisher noch nicht gelungen. Möglicherweise gehören die von glacialen Bildungen freien Dirschkeimer Sande einer Interglacialzeit an. Schlüssige Beweise für mehrfache Eiszeiten sind jedoch nicht vorhanden. Unterschieden wird nur zwischen den mächtigen, oft gestauchten Bildungen, die den Untergrund bilden, und der meist die Oberfläche bildenden dünnen Geschiebelehmdecke, der manchmal noch Sande auflagern.

Über die postglaciale Entwicklungsgeschichte des Gebiets ist wenig zu sagen. Nach dem Rückzug des Eises bespülte das Yoldiameer die weiter als heute ins Meer ragenden Küsten des Samlandes, ohne das heutige Festland selbst zu überfluten. Für seitdem stattgehabte positive oder negative Strandverschiebungen sind bisher keine Anzeichen gefunden worden.[1]) Ob die auffallende N—S und W—O-Erstreckung der Küste mehr zufällig durch Meeresabrasion hervorgerufen oder eine Folge tektonischer Vorgänge ist, läßt sich nicht sagen. Nach den *Meyer*schen Folgerungen[2]) aus den *Brückmann*schen[3]) Berechnungen des jährlichen Küstenrückganges (½ m pro Jahr!) befand sich die W-Küste nach dem Verschwinden des Eises ungefähr 3—4 km westlich der heutigen Uferlinie. Die tektonische Bedingtheit dieser postglacialen Küste hat *Meyer* sehr wahrscheinlich gemacht.[4]) Die Annahme, daß die vor der Westküste lagernden Bänke eine Fortsetzung der Endmoränen des westlichen Samlandes sind,[5]) und daß sie an der heutigen Westküste parallelen Verwerfungen abgesunken sind, hat manches für sich. Ebenso ist es aber auch möglich, daß diese Bänke ihr Dasein irgendwelchen Küstenströmungen verdanken, oder aber, daß sie submarine „Härtlinge" sind, die infolge besonderen Blockreichtums der Abrasion größeren Widerstand entgegensetzen konnten. Der von Osten nach Westen verlaufende Steilrand der Samländischen Nordküste wird von *Tornquist*[6]) als der durch marine Abrasion südwärts verlegte südliche Steilrand des altalluvialen Memeldeltas erklärt.

b. Die petrographischen Verhältnisse.

Solange wir an der heutigen Küste keine Formen kennen, die ihre Entstehung nichtrezenten Vorgängen verdanken, hat die Entwicklungsgeschichte nur insoweit Interesse für uns, als sie uns den inneren Bau der Küste verständlich macht,

---

[1]) Vgl. auch u. S. 61f. und 66f.

[2]) A. a. O., S. 39.

[3]) *E. Brückmann*, Schr. d. Phys. ök. Ges. 1911, S. 12.

[4]) *E. Meyer*, Die Störungen im nordwestlichen Samland auf Blatt Gr. Dirschkeim. Jahrb. d. Pr. Geol. L. A. 1914, Bd. 35, T. II, S. 76ff u. a. a. O., S. 76.

[5]) *P. G. Krause*, Über Endmoränen im westlichen Samland. Jahrb. d. Pr. Geol. L. A. 1904, I. S. 369ff.

[6]) *A. Tornquist*, Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910, S. 199f.

dieser Kenntnis für das Verständnis der Oberflächengestaltung von hervorragendem Werte ist.

Leider muß ich es mir wegen Raummangels versagen, eine ins Einzelne gehende Beschreibung der verschiedenen Sande, Tone und Mergel hier durchzuführen, zumal der kleine Maßstab des Profils eine zeichnerische Trennung doch nicht gestattet hätte.[1] Eine objektive Trennung nach verschiedenen Härtegraden, wie sie *Passarge* vorgeschlagen hat, ist m. E. nicht möglich, da die Unterschiede häufig zu geringfügig sind.[2] Es scheint auch, daß bei der außerordentlichen Intensität der Abtragung kleinere Unterschiede der petrographischen Beschaffenheit sich in der Oberflächengestalt nicht so spiegeln, wie man es normalerweise annehmen konnte. Soweit merkliche Unterschiede der petrographischen Beschaffenheit in Betracht kommen, sind sie aus dem beigegebenen geologisch-petrographischen Profil ersichtlich.

Diese Profilzeichnung beruht nicht auf eigenen Aufnahmen, sondern wurde nach den Profilen der Geologischen Landesanstalt umgezeichnet. Kleine, inzwischen eingetretene Abweichungen von dem durch diese Profile dargestellten Zustande wurden absichtlich nicht in die Karte aufgenommen, da sie einerseits für die Morphologie der Küste keine Rolle spielen, andererseits nur gelegentlich bemerkt wurden. Eine systematische Aufnahme der Veränderungen, die seit der damaligen Aufnahme eingetreten sind, wäre im Grunde einer neuen geologischen Kartierung gleichgekommen, und darauf mußte natürlich verzichtet werden.

Die auf dem Profil dargestellten diluvialen Mergel und Tone (die die gleiche Signatur erhielten), die Torfschichten, die tertiären Tone und Braunkohlen und der Krant zeichnen sich dadurch aus, daß sie wasserundurchlässig sind. Auch mergelige Blockpackungen können mitunter als Grundwasserstauer auftreten. Die Sande sind alle als wasserdurchlässig zu bezeichnen. Ihre verschiedene Korngröße äußert sich nur darin, daß sie je nach der Korngröße verschieden feucht sind. Da die Feuchtigkeit der Sandschichten jedoch von anderen, ganz lokalen Bedingungen, die der Kartierung nicht zugänglich sind, anscheinend viel mehr beeinflußt wird als von der Korngröße, erschien es unnötig, die verschiedene Korngröße durch verschiedene Signaturen auszudrücken.

In Bezug auf die Festigkeit steht der Krant bei weitem an der Spitze. Seine Beschaffenheit erinnert manchmal an die festen Sandsteins. Außer dem auf dem Profil angegebenen Vorkommen des Krants findet man häufig Verkrantungen tertiärer und diluvialer Sande, die infolge ihrer geringen Ausdehnung auch auf dem Profil der Pr. Geol. L. A. nicht angegeben sind, jedoch lokal von gewisser Bedeutung sind. Besonders bemerkenswert ist das häufige Auftreten einer nur wenige Zentimeter dicken Krantschicht unmittelbar im Liegenden der „Unteren Letten". Tone und Mergel sind in feuchtem Zustand alle sehr fest. Allerdings

[1] Ich verweise daher auf die sehr ausführlichen Darlegungen in den Erl. zur geol. Karte v. Pr.

[2] [illegible] Thüringen mit weit größeren Härteunterschieden zu tun hatte, würde z. B. alle an der [illegible] Küste anstehenden Gesteine ein und derselben Härtestufe [illegible] Härteskala zuordnen müssen.

scheint der Mergel und der diluviale Ton unter gewissen Bedingungen eine bedeutende Fluktionsfähigkeit zu besitzen. Der ziemlich große Geschiebereichtum des Mergels hat auf die Widerstandsfähigkeit unmittelbar keinen Einfluß, sondern macht sich in Bezug auf das Maß der Abtragung erst bemerkbar, wenn der Geschiebemergel bereits zerstört ist, da die dabei liegen bleibenden Blockpackungen weiterer Abtragung durch marine oder subaërische Kräfte starken Widerstand entgegensetzen. Geschiebearm ist der Diluvialmergel südlich Rothenen; der diluviale Ton enthält keine Geschiebe. Die diluvialen Mergel und Tone sind in trockenem Zustande außerordentlich fest, fast steinhart, während die tertiären Tone trocken ziemlich bröckelig sind, besonders wenn sie viel Pflanzenreste enthalten. Braunkohle- und Torfschichten sind in feuchtem und in trockenem Zustande recht widerstandsfähig. Die Sande sind, wenn nicht Feuchtigkeit ihren Zusammenhalt vergrößert, alle als sehr locker zu bezeichnen. Grande, Kiese und Blockanreicherungen in den Sanden, die die Widerstandsfähigkeit natürlich vergrößern, sind auf dem Profil durch die entsprechenden Signaturen bezeichnet. Bei den auf dem Profil mit a bezeichneten, weißgelassenen alluvialen Bildungen handelt es sich um größere Absturz- oder Abschlemmassen, deren petrographisches Verhalten sich nach dem des Ursprungsmaterials richtet, sich also aus dem Material der Umgebung vermuten läßt. Häufig zeichnen sich diese Absturzmassen durch größeren Ton- und Kalkgehalt vor ihrer Umgebung aus und sind infolgedessen außerordentlich fluktionsfähig. Die durchgängige Verwitterung der obersten 2—5 m des obersten Geschiebemergels zu sandigem Lehm bezw. lehmigem Sand, die ein entsprechendes petrographisches Verhalten zur Folge hat, wurde auf dem Profil nicht besonders verzeichnet.

Bemerkenswert ist an manchen Stellen die Klüftigkeit des Geschiebemergels,[1]) die die Widerstandsfähigkeit desselben gegen Verwitterung und Abtragung erheblich herabsetzt. Die söhlige Lagerung der tertiären Schichten, sowie die mehrfache Wechsellagerung der tertiären und auch der diluvialen Schichten über weite Strecken längs der Küste ist aus dem Profil genügend zu erkennen.

Wichtig für das Studium der Abtragung und besonders des Verbleibs des Detritus ist die sandige Ausbildung des Diluviums an der Samländischen Küste. Nach Jentzsch[2]) liefern der ostpreußische Geschiebemergel bis fast 40%, die diluvialen Sande bis 82% reinen Sand.

Eine Beschreibung der Verbreitung der charakterisierten Gesteine längs der Küste erübrigt sich, da sie aus der Profilzeichnung zu entnehmen ist.

2. Die Böschungsverhältnisse des Kliffs.

Die Aufnahmen zum Böschungsstufenprofil wurden mit Hilfe von Bandmaß, Neigungsmesser und Klinometer durchgeführt.[3])

---

[1]) Vgl. u. S. 39f.

[2]) Handbuch des deutschen Dünenbaues, Berlin 1900, S. 27.

[3]) Der unverhältnismäßig hohen Kosten wegen mußte leider darauf verzichtet werden, die Böschungsstufen der Aufrißzeichnung 2 ebensowie die Vegetationsstufen des Profils 3 in farbigen Abtönungen von Braun. bezw. Grün zu geben, wie sie das im Geographischen Institut der Albertus-Universität Königsberg befindliche Original des Verfassers zeigt.

Die rohe Methode des Winkelmessens wurde dadurch verfeinert, daß aus mehreren Winkelmessungen sofort das Mittel genommen wurde. Verf. glaubt eine Fehlergrenze von höchstens ± 2° annehmen zu können. Die Höhen wurden z. T. durch Vergleich mit der aus dem geologischen Längsprofil entnehmbaren Höhe der Schichten festgestellt, zum Teil mit dem Bandmaß gemessen, zum Teil geschätzt. Da außer den Winkeln und Höhen der einzelnen Kliffstufen stets der Gesamtwinkel des Kliffs gemessen wurde, und die Gesamthöhe des Kliffs an der betreffenden Stelle aus der Karte entnommen werden konnte, so war eine gute Kontrolle der Richtigkeit der Messungen gegeben. Kleine Unstimmigkeiten konnten später beim Zeichnen leicht ausgeglichen werden, kamen jedoch nur selten vor. Verfasser stellte beim Auftragen der Messungen mit Genugtuung fest, daß der Gesamtwinkel des nach den Massen der einzelnen Kliffstufen gezeichneten Querprofils trotz der naturgemäß rohen Aufnahmemethode mit dem in der Natur gemessenen Gesamtwinkel meist ausgezeichnet übereinstimmte.

Es wurden nun im ungefähren Abstande von 200 m charakteristische Querprofile durch das Kliff gelegt, diese Entfernung jedoch nicht sklavisch eingehalten. Bei auf kürzere Entfernung stark wechselnder Kliffgestaltung wurden häufiger Profile gelegt, bei auf längere Strecken eintönigem Kliff wurden nur in größerem Abstande Kontrollmessungen vorgenommen. Das Gebiet zwischen zwei Querprofilen wurde durch Notizen und Zeichnungen im Tagebuch des Verfassers derart charakterisiert, daß die Änderung des Kliffbildes von Profil zu Profil zu ersehen war.

Die Zusammenfassung der Böschungswinkel zu Böschungsstufen geschah absichtlich nicht einfach von 10° zu 10° oder von 15° zu 15°, sondern es wurde eingeteilt nach der Häufigkeit der gemessenen Winkel. Um jeden „Häufungspunkt" wurde eine Böschungsstufe abgegrenzt. Ein Verschwinden von Winkeln, die sich durch ihre Häufigkeit als besonders wichtig charakterisieren, wurde dadurch verhindert.

Bei dem außerordentlichen Wechsel der Winkel im vertikalen und horizontalen Verlauf des Kliffs mußte, besonders beim Auftragen der Ergebnisse, eine gewisse Generalisierung vorgenommen werden. Die Darstellung charakteristischer Stellen des Kliffs von geringer Längserstreckung machte kleine Übertreibungen beim Zeichnen unvermeidlich.

Auf absolute Genauigkeit macht die entworfene Böschungsstufendarstellung aus allen diesen Gründen keinen Anspruch, doch glaube ich wohl, daß sie Anspruch darauf machen kann, den Habitus der Küste genau und objektiv wiederzugeben.[1])

Ein Vergleich der Böschungsstufen mit dem geologisch-petrographischen Profil ist recht lehrreich:

Die zu erwartende Abhängigkeit des Böschungswinkels von der verschiedenen physikalischen Widerstandsfähigkeit der einzelnen Schichten tritt nur an wenigen Stellen deutlich hervor. Es liegt das zum Teil natürlich daran, daß

---

[1]) Für die übrigen Kliffdarstellungen gilt das über die Aufnahme- und Darstellungsmethode Gesagte sinngemäß.

die notwendige Zusammenfassung der Böschungswinkel zu Gruppen naturgemäß manche Winkelunterschiede verschwinden läßt, die in der Natur deutlich hervortreten. Doch ist dies nicht allzu entscheidend infolge der auf S. 36 beschriebenen Art der Zusammenfassung. Erheblicher ist die unvermeidliche Generalisierung beim Zeichnen der Profile. So treten die Lettenbänke und Kohleflöze aus den flacher geböschten Sanden in der Natur manchmal recht deutlich hervor, und auch sonst findet man im einzelnen oft deutliche Abhängigkeiten der Böschung von der Widerstandsfähigkeit, ohne daß es möglich ist, diese an sich wichtigen Böschungsverschiedenheiten auf dem Profil zum Ausdruck zu bringen.

Selbst wenn man diese Gründe für ein gewisses Verwischen der erwarteten Böschungsdifferenzierung berücksichtigt, ist das Fehlen derselben doch noch so deutlich, daß es zum Nachdenken zwingt.



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 14. Blick vom Wachtbudenberg nach Osten. Einförmig geböschtes Kliff. Nur der Krant durchragt im unteren Teil des Hanges die von Regenrissen durchfurchte Schlammdecke des Kliffabhanges.

Der eigentliche Grund für die scheinbare Dissonanz zwischen innerem Bau und Böschung liegt in den verschiedenen Bedingungen, die die wirkenden Kräfte in den verschiedenartig gebauten Gebieten vorfinden.

So ist die des öfteren tatsächlich vorhandene steile Böschung der widerstandsfähigen Schichten mitunter deshalb nicht zu sehen, weil das Kliff fast dauernd bis zu bedeutender Höhe unter hinabgerieseltem Sand — seltener gröberem Schutt — begraben liegt. Der natürliche Böschungswinkel (= Maximalböschung) dieser Sandhalden beträgt an der Samländischen Küste 32—35° (siehe z. B. östlich des Zipfelberges). Man kann schließen, daß der beschriebene Zustand eine Folge des Zurücktretens von Flächenabspülung und anderen abtragenden Kräften gegenüber der Schwerkraft ist.

In anderen Gebieten wieder sind die zwischen den widerstandsfähigen Schichten liegenden Sande so feucht, daß sie nicht ihre natürliche Böschung anzunehmen brauchen, sondern ähnlich steil abgeschnitten werden wie die eigentlichen

„Steilbildner“[1]). Pumperskaule und Kadollingschlucht verdanken die Steilheit ihrer Wände (bis fast 50°) dieser Tatsache. Ein Zurücktreten der gestaltenden Kraft des Windes in derartigen Gebieten ist wahrscheinlich, während man die erhöhte Bedeutung des im Boden zirkulierenden und abfließenden Wassers vermuten darf.

An den meisten Stellen ist die Einförmigkeit der Böschung (Abb. 14) der bereits beschriebenen Schlammdecke (s. o. S. 22) zu verdanken, die die anstehenden Schichten im mittleren und unteren Teile des Kliffs überzieht. Wie wir gesehen haben, läßt das Vorhandensein der Schlammdecke, die im wesentlichen aus Geschiebemergelmaterial besteht, auf ein Vorherrschen der Flächenabspülung schließen. Die mit dieser für längere Zeit trockenen Kruste bedeckten, meist von tiefen Regenrissen durchfurchten Hänge zeigen fast übereinstimmend einen Böschungswinkel von 38°, gleichgültig, ob sich unter der Schlammdecke anstehende Schichten oder abgestürzter Geschiebemergeldetritus befindet. Wir müssen den Winkel von 38° also als der Kruste eigentümlich ansehen. Wenn man bedenkt, daß trockener Schlamm außerordentlich fest sein und daher jeden Böschungswinkel annehmen kann, breiiger Schlamm jedoch das Bestreben hat, eine horizontale Oberfläche anzunehmen, so ist diese Konstanz des Böschungswinkels außerordentlich bemerkenswert[2]). Wir müssen annehmen, daß dieser ausgezeichnete Winkel einer Durchfeuchtung entspricht, die groß genug ist, das Schlammaterial plastisch zu machen, jedoch nicht genügt, um einen breiartigen Zustand hervorzurufen. Diese Annahme wird durch die Beobachtung bestätigt. Einmal am Hange getrockneter Schlamm wird nämlich, selbst bei stärkster Flächenabspülung, nicht wieder richtig zäh- oder gar dünnflüssig. Solange das Wasser nicht gestaut wird, fließt es in den selbstgeschaffenen Regenfurchen ab; die zwischen den Furchen liegenden Partieen saugen sich vollkommen voll Wasser, werden plastisch, geraten aber nicht ins Fließen. In diesem plastischen Zustande nimmt der Schlamm die Böschung von 38° an. Dieser Böschungswinkel wird während trockener Zeiten, in denen der Schlamm fest wird, nicht verändert. Wo der Schlamm oberflächlich zäh- oder dünnflüssig wird, fließt er ab; die nicht aufgeweichten Partieen bleiben zurück und behalten ihren Böschungswinkel. Alles am Hange abgelagerte Geschiebemergelmaterial macht bei abwechselnder Austrocknung und Durchfeuchtung den geschilderten Zustand der Plastizität durch, und so ist es nicht mehr erstaunlich, daß alle schlammüberzogenen Hänge denselben Winkel annehmen, da ja die Zusammensetzung des Schlammes fast überall ähnlich ist. Auch die meist älteren, oberen Kliffpartieen haben sich überaus häufig auf diesen Winkel eingestellt, ein Beweis, daß es sich tatsächlich um einen wichtigen Grenzwinkel handelt. Bei Betrachtung des Vegetationsprofils werden wir auf diese Frage nochmals zurückkommen.

Wir haben gesehen, daß das Fehlen eines Zusammenhanges zwischen innerem Bau und Böschung nur scheinbar ist oder aber sich durch die wirkenden Kräfte und die Natur der Vorgänge erklären läßt. Noch eine andere Frage ist es, die sich

[1]) [illegible], Grundlage der Physiogeographie. Leipzig-Berlin 1911. S. 123.

[2]) Beim Betrachten des Profils beachte man, daß die Böschungsstufe IV nur 3°, die anderen [illegible] jedoch mindestens 10° umfassen!

›ei der Betrachtung der zeichnerischen Darstellung aufdrängt und die in der ‚iteratur häufiger aufgeworfen worden ist: Die Frage nach der Ursache der über-.us großen Häufigkeit steiler[1]) Böschungen (d. h. der Böschungsstufe VI und 'II) in den diluvialen Gebieten.

In manchen Fällen ist die Entstehung ganz klar, nämlich dort, wo es sich um nfolge katastrophaler Vorgänge geschaffene Steilwände handelt (Abb. 15). ‹ber auch dann ist es manchmal auffällig, daß diese Steilabstürze trotz eines ·ewissen Alters keinerlei Spuren irgendwelcher Abflachung zeigen.



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 15. Durch Rutschung entstandene Terrasse bei Georgenswalde. Links steile Abbruchwand.

Auch das vordringende Meer schafft, indem es sich allmählich in die Schutt-alde oder das Kliff selbst einfrißt, Steilhänge, die eine mehr oder minder lange ‚ebensdauer haben. Diese Stellen unmittelbaren Meeresangriffs findet man aber n der Küste nicht allzu häufig, selbst wenn man berücksichtigt, daß sich am uße solcher durch das Meer geschaffener Steilwand bald von oben herabstürzen-er Schutt ablagert und die unmittelbaren Spuren der Meerestätigkeit verdeckt :. B. am Galgenberg — s. Abb. 2 — und nordwestlich Kreislacken).

Sehr häufig wird die Steilheit der Wände und der offenbare Widerstand, den sie ner Abflachung entgegensetzen, der mitunter beobachteten senkrechten Klüf-ıng des Geschiebemergels zugeschrieben. Diese Klüftung ist manchmal nur ·heinbar, indem Austrocknen oder Gefrieren ein Abplatzen des Geschiebemergels ırallel zur Oberfläche, also, wenn diese senkrecht ist, ein senkrechtes Abklüften ır Folge hat (s. Abb. 2). Die dabei entstehenden Sprünge können den Eindruck ›n Klüftung hervorrufen. Dabei sind aber nicht die steilen Wände eine Folge :r Klüftung, sondern die senkrechte Klüftung ist als eine Folge der steilen Wände ıfzufassen. Bereits vorhandene steile Wände können durch diesen Vorgang des bplatzens eine längere Lebensdauer haben; neugeschaffen werden können sie cht. Die mancherorts vorhandene Schichtung könnte auch Ursache der Klüf-ıng und damit der steilen Wände sein; doch wurde vom Verfasser schräge

[1]) Ich vermeide absichtlich das Wort „senkrecht", denn die Kartierung hat gezeigt, daß rklich senkrecht Wände an der Küste höchst selten vorkommen.

Schichtung beobachtet, die von der fast senkrechten Kliffwand abgeschnitten wurde (Fig. 16). Tektonische Gründe hat die Klüftung wohl nicht, denn bei der großen Bindigkeit des Geschiebemergels müßten tektonisch entstandene Risse und Spalten schnell wieder verheilen. *Brückmann* führt die Spaltenbildung damit zurück, „daß die steil aufgerichteten Wände durch das Hinwegführen der Erdmassen an der Basis in ein labiles Gleichgewicht kommen und sich aus dem festen Zusammenhang allmählich lösen."[1] Diese an sich richtige Erklärung ist in der gegebenen Form mißverständlich, denn erstens erklärt sie eigentlich die senkrechten Spalten und Abstürze nur dort, wo bereits „steil aufgerichtete Wände" vorhanden sind, zweitens müßte man fordern, daß beim Vorhandensein eines labilen Gleichgewichts nicht eine „allmähliche", sondern eine äußerst plötzliche Losung des Zusammenhanges erfolgt. *Brückmann* selbst weist jedoch darauf hin, daß erst der Spaltenfrost der entscheidende Faktor für das Abstürzen sei.[2] Wir wollen daher *Brückmanns* Erklärung etwas abändern: Dadurch, daß die Schuttmassen am Fuße des Kliffs dauernd weggeführt werden, werden die Geschiebemergelschichten ihres Widerlagers beraubt — das kann auch eintreten bei ursprünglich flachem Uferabfall — der Geschiebemergel gerät ins Gleiten. Zum mindesten entsteht ein auf die Küste gerichteter Zug. Senkrecht zu dieser Zugkraft, also senkrecht zur Horizontalen, entstehen Spalten. Ein Verheilen der einmal entstandenen Risse erfolgt nicht, da das Widerlager nicht wieder größer wird. Ist die Zugkraft sehr groß, so folgt der Bildung der Spalten unmittelbar ein Bergrutsch, ist sie kleiner, so erfolgt ein Abbruch erst unter wesentlicher Mitwirkung des Spaltenfrostes. Auch eine Bruchbildung im hangenden Geschiebemergel infolge wechselnder Durchfeuchtung der Schichten an der Basis desselben kann vielleicht bei der Klüftung eine Rolle spielen. Um die so entstandenen Spalten dürfte es sich wohl handeln, wenn von dem Versickern des Wassers in Klüften die Rede ist. Im übrigen ist Klüftung des Geschiebemergels als Ursache (nicht als Folge) der steilen Wande überhaupt nur selten zu beobachten. Es kommen nun als Grund für die Steilheit noch folgende Möglichkeiten in Betracht:

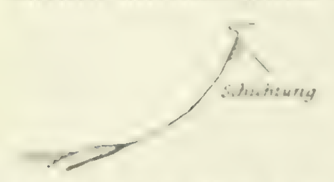


Fig. 16. Steile Wand trotz flacher Schichtung östlich des Zipfelberges.

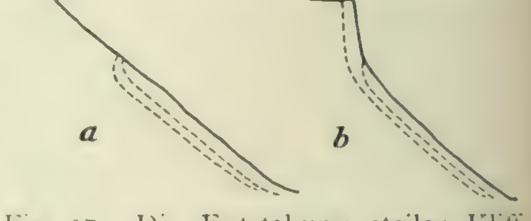


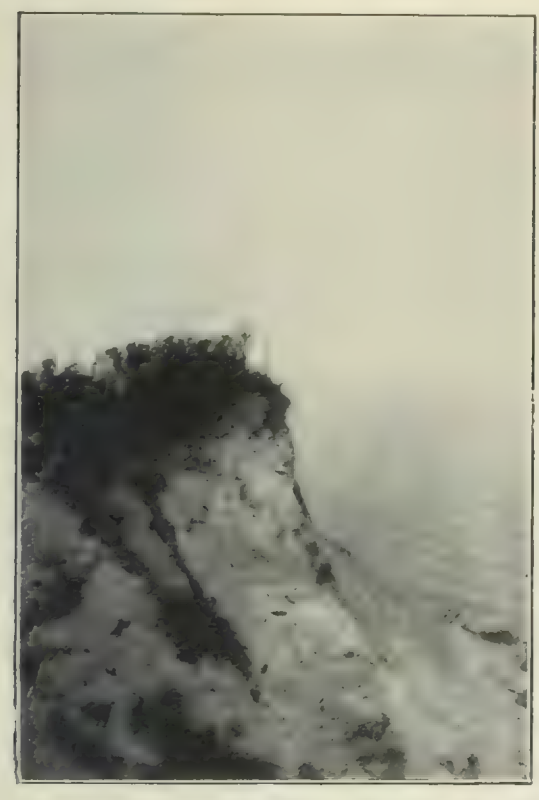
Fig. 17. Die Entstehung steiler Kliffwände durch Flächenabspülung.
a) Einschneiden von Regenrissen in den mäßig geböschten Hang. Die so entstandene steile Wand wird immer neu geschaffen.

Ausspülen liegender Sande unter einer wasserundurchlässigen Schicht durch Flächenabspülung (vgl. o. S. 21 f.). Dieser Vorgang ist fast nur in tertiären Gebieten beobachtet worden und durfte in diluvialen Gebieten keine bedeutende Rolle spielen.

An einigen Stellen wurde im oberen Teil des Kliffs beginnende Erdpyramidenbildung beobachtet. Es ware denkbar, daß die steile Böschung ihre Entstehung mancherorts ähnlichen Vorgängen verdankt, wie sie bei der Bildung der Erdpyramiden eine Rolle spielt. Wahrscheinlich ist dies jedoch nicht, denn gerade im oberen Teile des Kliffs ist die Flächenabspülung meist sehr gering.

[1]) *Brückmann*, Schr. d. Phys.-ök. Ges. 1911, S. 5.
[2]) A. a. O.

Auffallend ist nun, daß sich die steilen Wände meist oberhalb der beschriebenen Schlammdecke finden (Fig. 16 und Abb. 16). Und das gibt den Schlüssel zur Lösung der Frage. Die Wirkung der Flächenabspülung beginnt nämlich nicht schon an der Oberkante des Kliffs, sondern ungefähr auf halber Höhe, da dort erst genügend Wasser aus dem Boden hervorgesickert ist. Regenrisse setzen dort häufig in der durch Fig. 17a dargestellten Weise an. Diese Eintiefungen fressen sich zurück. Der obere Teil des Kliffs wird erst abgetragen, wenn er



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 16. Geschiebemergelsteilwand zwischen Warnicken und Großkuhren. Die Schutthalde ist deutlich zu erkennen.



phot. Mortensen September 1919

Abb. 17. Unterhöhlen der Kliffsteilwand durch flächenhafte Abtragung der Schutt halde. Die kleinen Spalten, die die größere Spalte (in der Mitte der Geschiebemergelwand) nach links fortsetzen. deuten auf baldiges weiteres Nachstürzen hin.

richtig unterhöhlt ist. Im oberen Teil entsteht so eine Abbruchfläche, im unteren bildet sich die Schlammdecke. Ist auf diese Weise erst einmal das in Fig. 17b dargestellte Profil entstanden, so ist die Abtragung im oberen Teile ganz gering, da die an der Oberkante überstehende Plateauvegetation denselben wie ein Regenschirm schützt und das vielleicht doch noch abfließende Wasser infolge der steilen Böschung keine Angriffsfläche hat. Bei jedem Wiedereinsetzen der Flächenabspülung bilden sich senkrechte Wannen im Kliff, unmittelbar oberhalb der Regenrillen; die Folge ist ein dauerndes Rückschreiten des Kliffs durch Flächenabspülung, ohne daß die Steilheit der Böschung verloren geht (vergl. Abb. 17 und Fig. 17). Ein Benagen der Schutthalde durch das Meer (Abb. 21) beschleunigt den Vorgang, ohne ihn grundsätzlich zu ändern. Da oberflächlich abfließendes Wasser Sinkstoffe auch über vegetationsbedeckten Boden hinweg-

[1] Mortensen, Morphologie der samländischen Steilküste.

[illegible], so braucht die Steilheit der Wand im oberen Teil auch dann nicht verloren zu gehen, wenn sich im unteren Teile bereits Vegetation angesiedelt hat (Fig. 18). Die beschriebenen Vorgänge ähneln im Prinzip denjenigen, die bei einem Fluß zur Ausbildung der Erosionsterminante führen. Sie wurden hier dargelegt, weil m. E. einerseits diese Wirkung der Flächenabspülung noch nicht gewürdigt worden ist und andererseits die Vorgänge an der Samländischen Küste so sehr klar zu verfolgen sind.



Fig. 18. Steile Kliffwand oberhalb dichter Vegetation westlich Tenkitten.

Im Gebiet der Dirschkeimer Sande, wo die Wirkung der Flächenabspülung verhältnismäßig gering ist, hat sich ein dem oben beschriebenen ähnliches Kliffprofil herausgebildet (Abb. 18). Es ist dies vielleicht ein Beweis, daß trotz der überragenden Bedeutung des Windes auch dort die Form wesentlich durch die Flächenabspülung beeinflußt wird.

In den tertiären Gebieten ist, entsprechend dem besonderen Bau und der dadurch bedingten eigentümlichen Abtragung (vgl. o. S. 23f.), die Abtragung auch in den oberen Teilen des Kliffs so stark, daß sich eine Steilwand nicht bilden



phot. Friederichsen Juni 1920

Abb. 18. Sandhalde unterhalb senkrechter, stark verwitterter Geschiebelehm-Wände nördlich Gr.-Dirschkeim (Dirschkeimer Sande). Im Vordergrund über dem Geschiebelehm obere Stufendüne.

kann, selbst wenn im unteren Teil die Flächenabspülung noch so heftig wirkt (z. B. bei Rauschen). Wo im Hangenden der tertiären Schichten jedoch mächtigere Geschiebemergelmassen anstehen, kann das auf Abb. 18 dargestellte Profil entstehen (z. B. östlich Zipfelberg).

3. Die Vegetation.[1]

Die Flora der Samländischen Küste[2]) bietet für den Geographen nichts Besonderes. Hochstämmige Bäume sind an der Küste selten. Wo sich überhaupt

[1]) Vgl. auch o. S. 28f.

[2]) Eine ausführliche Darstellung der Flora der deutschen Ostseeküste gibt *J. Preuß*, Die Vegetationsverhältnisse der deutschen Ostseeküste. Diss. Königsberg, Danzig 1911.

flanzenbedeckung findet, sind die Kliffabhänge im allgemeinen mit niedrigen äumen und dichten Sträuchern, an sehr feuchten Stellen meist Erlen, bewachsen. 'eiden, Sanddorn und andere widerstandsfähige Pflanzen sind häufig. Der oden ist vielfach mit harten Gräsern bedeckt; die Dünenvegetation setzt sich us Honckenya, Strandroggen und Stranddisteln zusammen. Außerordentlich harakteristisch für das Pflanzenbild ist der Huflattich, der sich in unglaublich urzer Zeit auf frischen Wundflächen und anderen sonst kahlen Stellen in Gechiebemergelgebieten ansiedelt. Die Vegetation ist meist mehr oder minder verümmert, Windschur sehr häufig.

Der Vegetationsstufe 4 (dicht) wurden alle Kliffpartien zugezählt, die eine öllig dichte Pflanzendecke zeigten, gleichgültig, ob es sich um dichtes Gras hanelte, oder ob Bäume und Sträucher vorherrschten. In Stufe 3 (mäßig dicht) urden die Gebiete eingeordnet, die bei sonst dichtem Pflanzenkleid einen mehr der minder schütteren Boden besitzen. Der Halt, den die Wurzeln dem Boden 1 diesem Falle gewähren, ist recht bedeutend, jedoch kann oberflächlich abießendes Wasser bereits ziemlich stark abtragen. Als der Stufe 2 (locker) ugehörig wurde lockere und periodisch vorhandene Vegetation betrachtet. u Stufe 1 (sehr locker) wurde die an vielen Stellen des Kliffs, besonders auf ischen Abrutschmassen, sich bildende Gras- und Huflattichvegetation gezählt. 'on einem Wurzelfilz kann dort keine Rede sein, eine gewisse Schutzwirkung der 'egetation ist jedoch auch dort denkbar. Im übrigen ist der Unterschied der zu tufe 1 gezählten Kliffpartien gegenüber den völlig unbewachsenen so deutlich, aß diese allerdings kümmerliche Pflanzenbedeckung bei der Kartierung nicht nterschlagen werden durfte. Die Dünengräser wurden je nach der Dichte ihres estandes in Stufe 1 oder 2 eingeordnet. Auf dem Strande selbst findet sich an nigen Stellen (besonders an der Westküste) eine äußerst dürftige Dünenegetation, die vielleicht auf einen gewissen Ruhezustand an der betreffenden telle hinweist. Da es sich meist nur um wenige Halme handelt, war eine Karerung nicht möglich.

Nicht uninteressant wäre es gewesen, den Wasserbedarf der Pflanzen zu unterıchen, da naturgemäß Gebiete mit an sich gleicher Wasserzufuhr bei verschieenem Wasserverbrauch der Pflanzen durch das überschüssige Wasser verhieden morphologisch beeinflußt werden. Auch die Dichte und Länge der 'urzeln und damit der Halt, den sie dem Boden zu gewähren imstande sind, hätte ntersucht werden können. Verfasser mußte darauf verzichten, da ein solcher ersuch ein Eindringen in das Gebiet der Botanik bedeutet hätte und ihm dazu e gründlichen Vorkenntnisse fehlen, ganz ungeachtet der unverhältnismäßig ngen Zeit, die ein solches Unternehmen gekostet hätte. Es ist auch fraglich,) eine solche Untersuchung wesentliche Erkenntnisse gezeitigt hätte, da, wie ereits gesagt wurde (vgl. o. S. 28), dem energischen Angriff litoraler Kräfte eine Vegetation standhält. Die Untersuchung des Wasserbedarfs der Pflanzen ätte überdies nur Zweck gehabt, wenn sie mit einer weit über den Rahmen eser Arbeit gehenden gründlichen Untersuchung der absoluten Wasserzufuhr and in Hand gegangen wäre (vgl. auch o. S. 17 f.).

Ein Zusammenhang zwischen innerem Bau und der Dichte der Vegetation

besteht, wie ein Vergleich der Profile zeigt, augenscheinlich nicht. Zum mindesten ist von der Unfruchtbarkeit der tertiären Gebiete[1]) nichts zu merken. Es mag das daran liegen, daß der Detritus des überall im Hangenden anstehenden Geschiebemergels die Ansiedlung dichter Vegetation auch auf ursprünglich unfruchtbaren Teilen gestattet hat.

Sehr deutlich ist der Zusammenhang zwischen Vegetation und Böschung. Hier wird die Bedeutung des Winkels von 38° erst richtig offensichtlich. Böschungen, die steiler als 38° geneigt sind, tragen in den seltensten Fällen ein nennenswertes Pflanzenkleid, während flachere Hänge recht dicht bewachsen sind, wenn es sich nicht um ganz frische Ablagerungen handelt. Sind über 38° geneigte Hänge doch bewachsen, so sind mit wenigen Ausnahmen (z. B. hart



phot. Friederichsen April 191[illegible]

Abb. 19. Kliffabfall an der Wolfsschlucht. Steilhang, in ein ausgeglichenes Kliff eingeschnitten.

östlich der Kadollingschlucht) kleinere oder größere Zerreißungen der Pflanzendecke, also Anzeichen von Bodenversetzungen, wahrzunehmen, die erkennen lassen, daß sich der Hang nicht im Gleichgewicht befindet. Unsere Annahme, daß der Winkel 38° ein natürlicher Böschungswinkel ist, dessen Überschreitung zur Störung des Gleichgewichts führt, wird damit zur Gewißheit.

Die Tatsache, daß die Vegetation so deutlich vom Böschungswinkel abhängt, gestattet uns, das Vegetationsprofil geradezu als eine Ergänzung der Böschungsstufendarstellung aufzufassen. Winkelunterschiede, die auf dem Böschungsprofil wegen der notwendigen Zusammenfassung der Winkel zu Gruppen nicht

---

[1]) *J. Preuß*, a. a. O., Abb. 54 u. Seite 222.

um Ausdruck gebracht werden konnten, werden z. T. durch das Vegetations-
profil deutlich gemacht. Eine wesentliche Verfeinerung des Böschungsstufen-
profils ist damit erreicht.

Auffällig ist die Häufigkeit der Stellen, wo flacher geböschte, meit gut bewachsene Hänge einen vegetationslosen Steilabfall zum Meere haben (Abb. 19). In manchen Fällen ist ein solcher „Anschnitt" der Tätigkeit des Meeres zuzuschreiben (z. B. an der Loppöhner Spitze, im Westteil der Brüsterorter Spitze, westlich Großkuhren usw.), sei es, daß das Meer noch jetzt häufiger das Kliff bespült, sei es, daß eine größere Sturmflut eine einmalige Zerstörung bewirkt hat, die jetzt abklingt oder aber durch subaërische Kräfte im Gange gehalten wird. An manchen Stellen ist der Neuanschnitt augenscheinlich nur der Tätigkeit subaërischer Kräfte zu verdanken (z. B. an der Pumperskaule). Mit dieser Beantwortung der Frage nach der Ursache der zahlreichen Anschnitte ist das Problem jedoch keineswegs gelöst. Man müßte nämlich, wenn man die augenblickliche Entwicklung rückwärts verfolgt, zu dem Ergebnis kommen, daß vor nicht allzu langer Zeit fast die ganze Steilküste sich in einem Ruhezustand befunden hat und dann im Laufe der Zeit von irgend welchen Kräften durchaus ungleichmäßig neu zerstört worden ist. Diese Vorstellung hat vorläufig gewisse Schwierigkeiten. Wir wollen auf dieses Problem erst am Schlusse der Arbeit eingehen, wenn die eingehendere Kenntnis der Küste uns die Richtigkeit der Folgerungen verbürgt.

Recht deutlich tritt die Tatsache hervor, daß an der Nordküste die Westseiten der Vorsprünge geringer bewachsen sind als die Ostseiten. Es dürfte dies auf den Einfluß des Windes, der ja vorherrschend aus Westen weht, zurückzuführen sein. In der Natur ist dieser Wechsel der Vegetation je nach der verschiedenen Ausgesetztheit gegen Westwinde noch deutlicher; er tritt dort auch auf ganz kurze Entfernungen hervor.

4. Der Formenschatz des Steilufers.

Die Formen des Kliffs sind vorwiegend Abtragungsformen.[1]) Nur die Dünen kann man als Aufschüttungsformen betrachten, doch sind auch sie augenblicklich größtenteils in Abtragung begriffen.

Alle an der Küste vorkommenden Formen im einzelnen kartographisch darzustellen, ist nicht möglich. Verfasser mußte sich darauf beschränken, in Aufrisszeichnung 4 die Formen zu Gruppenformen und diese zu Formengebieten zusammenzufassen (vgl. Zeichenerklärung). Für die Zusammenfassung zu Gruppenformen war bei der überwältigenden Mannigfaltigkeit der Formenbestandteile in erster Linie das Hervortreten der Formen im Landschaftsbilde maßgebend. Eine gewisse Willkür war dabei vielleicht nicht zu vermeiden.

a. Der Stufenhangtypus.

Der Typus des Stufenhanges, dessen charakteristischster Vertreter der Zipfelberg[2]) (Abb. 20) ist, bildet sich in Gebieten aus, wo Sande und Tone wechsellagern. Die Tonschichten sind die Stufen-, die Sandschichten die Hangbildner.

[1]) Über die in diesem Abschnitt angewendete Nomenklatur vergl. S. *Passarge*, Die Grundlagen der Landschaftskunde, Bd. 3, S. 103f.

[2]) Vgl. auch u. S. 57.

Die Herausmodellierung geschieht unter Mitwirkung von Wind, Grund- und Oberflächenwasser. Die Schwerkraft bewirkt, daß sich die Sande meist auf ihre natürlichen Böschungswinkel einstellen, die Stufen dabei häufig mehr oder minder



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 20. Der Zipfelberg bei Groß-Kuhren. Rechts ist der mäandrierende Bach, dem die Abtrennung des Berges zu verdanken ist, erkennbar.

verschüttend. Die Gesamtböschung des Kliffs ist daher meist ziemlich flach. In diluvialen Gebieten ist der Stufenhangtypus nur selten vertreten, da die Schlammdecke die Kräfte nicht selektiv wirken läßt. Auffallend ist die Aus-



phot. Mortensen Dezember 1919

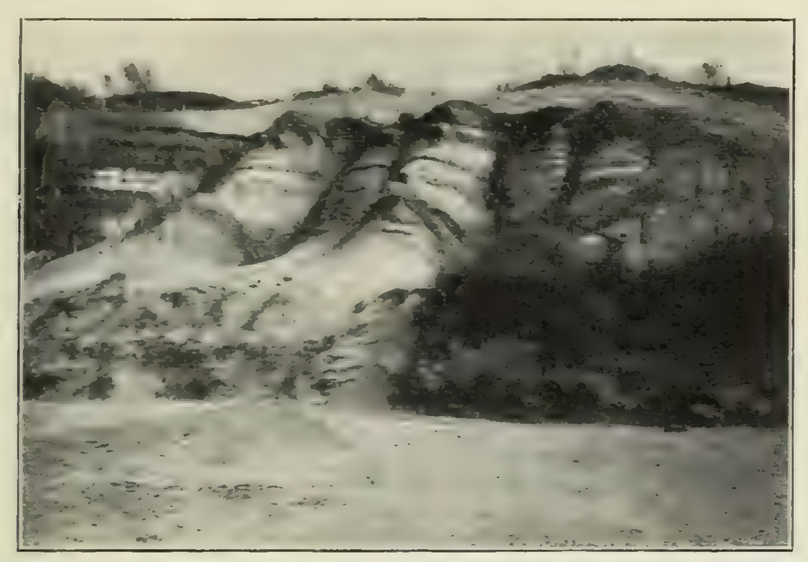
Abb. 21. Geschiebemergel über tertiären Sanden bei Hubnicken. Stufenhangtypus. Schutthalde im Strand niveau kliffartig angeschnitten.

bildung des Stufenhangtypus bei Hubnicken (Abb. 21), wo Geschiebemergel auf tertiären Sanden lagert. Früher dort stattgehabte größere Rutschungen dürften die Ausbildung mit veranlaßt haben. Der Stufenhang tritt nur als Arbeitsform auf. Dichte Vegetation läßt die Stufen verschwinden.

Terrassenbildungen rein als Folge größerer Rutschungen wurden nicht dem Stufenhangtypus zugeordnet, da sie allzu vergängliche und zufällige Gebilde sind.

b. Der Stufenhang-Sporntypus.

Eng verwandt mit dem Stufenhang- ist der Stufenhangsporntypus (Abb. 22). Infolge stärkerer Durchfeuchtung kann der Sand nicht das Kliff hinabrieseln. Die Stufen treten deshalb deutlicher hervor. Auch zeigen die anstehenden Sande eine steilere Böschung als normal, so daß die Gesamtböschung des Abhanges erheblich steiler ist als beim einfachen Stufenhangtypus. Das abfließende Wasser schneidet in die Stufenbildner tiefe Risse ein, so daß massige Sporne mehr oder minder dicht beieinander stehen bleiben (Abb. 22). Die Unterlagerung der



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 22. Kadollingschlucht bei Rauschen. Stufenhangsporne.

stufenbildenden Tonschichten durch Braunkohleflöze scheint bei der Ausbildung der Sporne eine Rolle zu spielen. Die Braunkohle ist gegen den Wechsel der Durchfeuchtung widerstandsfähiger als die tertiären Tone und scheint auch die auf S. 21 f. beschriebene Unterhöhlung zu verhindern, so daß die Sporne nicht allzu schnell abgetragen werden. Bemerkenswert ist die Ausbildung von Stufenhang-Spornen bei Sanglienen, wo eine Torflage über Geschiebemergel als Grundwasserstauer und Stufenbildner auftritt[1]). Hand in Hand mit der Ausbildung der Stufenhang-Sporne geht meistens eine sehr energische Schluchtenbildung (Pumperskaule, Kadollingschlucht), die in der starken Tätigkeit der abtragenden Kräfte (vgl. o. S. 23 f.) ihren Grund hat. Der beschriebene Typus wird durch Arbeitsformen und Ruheformen, die z. T. bereits wieder in Arbeitsformen übergehen, repräsentiert.

c. Das ungegliederte Kliff.

Auf längere Strecken ist das Kliff der Samländischen Küste fast völlig ungegliedert. Eine wirklich flächenhafte Wirkung der gestaltenden Kräfte ist die

[1]) Es ist denkbar, daß einige der dort sichtbaren Formen künstlicher Entstehung sind, doch findet sich unmittelbar südlich der Stelle derselbe Typus, allerdings weit weniger deutlich, im Entstehen begriffen.

Voraussetzung dazu. Das ungegliederte Kliff kommt also in Gebieten, wo zirkulierendes Bodenwasser eine entscheidende Rolle spielt,[1]) im allgemeinen nicht vor, wenn nicht gerade das Meer so stark vordringt, daß es alle etwa entstehenden Formen zerstört. Die zu seiner Entstehung augenscheinlich nötige Einförmigkeit des inneren Baus kann durch das Vorhandensein der Schlammkruste ersetzt werden. Das ungegliederte Kliff ist vorwiegend eine Arbeitsform und zeigt dann den in Fig. 19a dargestellten Querschnitt. Die Oberkante des Kliffs bröckelt in diesem Falle stark ab, sie ist ausgefranst. Schwache, im Land-

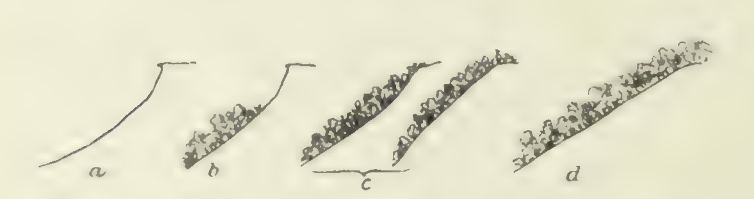


Fig. 19. Das ungegliederte Kliff (Querschnitte).
a) Arbeitsform; b) beginnender Ausgleich; c) Ausgleichsformen; d) Ruheform.

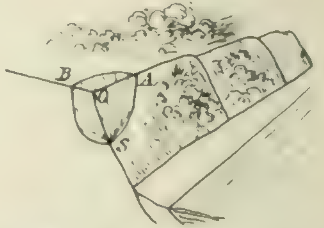


Fig. 20. Schematische Darstellung der Entstehung runder Formen in Sandschichten.
Wird bei S das Gleichgewicht gestört, so rutscht nicht nur von O, sondern auch von A B und überhaupt aus dem ganzen durch S, O, A und B bestimmten Kliffausschnitt Sand nach.

schaftsbild nicht hervortretende Eindellungen sind manchmal vorhanden. Durch allmähliche Bewachsung des unteren Teils (Fig 19b) kann eine Ausgleichsform entstehen (Fig. 19c), die manchmal zur völligen Ruheform wird (Fig. 19d). Die Ruhe ist allerdings im allgemeinen nicht von längerer Dauer, da meist bald eine Zertalung eintritt. Die Gesamtböschung der Arbeitsform beträgt ungefähr 40°—50°, die Ruheform ist nie steiler als 37°—39° geböscht.

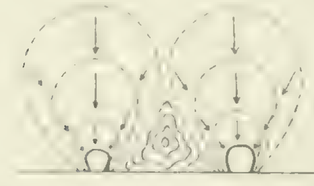


Fig. 21. Entstehung eines Wandspornpfeilers durch Rückwärtsschreiten zweier Zirkusschluchten.
Die Pfeile deuten die Richtung des Erdenfließens an. Die Länge der Pfeile weist auf die Stromstärke hin, die von der Grundwassermenge abhängt.

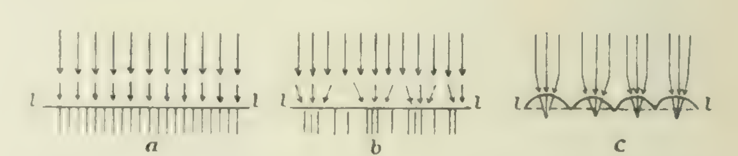


Fig. 22. Schematische Darstellung der Ausbildung angeordneten Grundwasseraustritts. (Horizontalschnitt).
Die Pfeile geben die Richtung des Grundwasserstromes, die Striche die des am Hange abfließenden Wassers an. l l Austrittslinie. a) Anfangszustand; b) die Schwächestellen beginnen sich bemerkbar zu machen: c) vollendete Anordnung.

d. Die Buchtungen.

α) Vorbemerkung: Fast überall an der Samländischen Küste haben die Kliffe die Neigung, mehr oder minder tiefe runde Einbuchtungen, deren Sehnenlänge zwischen wenigen Metern und über 50, ja 100 m schwankt, in das Kliff hineinzuarbeiten. Die Ursache der Entstehung ist grundsätzlich folgendermaßen :[1])

[1]) Vgl. o. S. [illegible] und u. S. 49ff.
[2]) Aus *S. Passarge*, Grundlagen der Landschaftskunde, Bd. 3, Abb. 74, S. 179.

Wird das Gleichgewicht an irgend einem Punkte des Hanges gestört, so verlegt sich die Wirkung der Störung nicht nur geradlinig nach oben oder geradlinig nach hinten, sondern auch schräg nach oben bezw. schräg nach hinten (vgl. Fig. 20). Die Wirkung breitet sich strahlenförmig aus, sie ,,zieht Kreise" im wörtlichsten Sinne. In homogenen Schichten ist, wenn nicht Komplikationen eintreten, die Entstehung runder Formen die notwendige Folge, wie verschieden auch im Einzelnen der Mechanismus des Vorganges ist. Die von *Passarge* dargestellte Entstehung von Zirkusschluchten und Wandspornen ist ein Beispiel (Fig. 21). Die Pfeile in seiner Zeichnung könnten auch für die Bewegung des Grundwassers auf einer Schichtfläche kurz vor dem Austritt des Wassers gelten. Ich werde im folgenden die dargelegte Anschauung noch etwas ausbauen und zwar der Einfachheit halber nur für das Beispiel des Grundwassers, da gerade dieses bei der Ausgestaltung der Formen des Kliffs hervorragend mitwirkt.



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 23. Angeordnete Buchtungen bei Brüsterort.

Man denke sich einen horizontal lagernden homogenen Grundwasserstauer, der senkrecht zur Richtung des Grundwasserstroms geradlinig von einem Hange abgeschnitten wird. Das Wasser wird anfangs völlig gleichmäßig austreten und flächenhaft abfließen (Fig. 22 a). Längs des Austritts befinden sich nun zahllose, anfangs vielleicht nicht bemerkbare Stellen, an denen das Wasser etwas günstigere Austrittsbedingungen hat (,,Schwächestellen"). Zu diesen Punkten wird

[1]) Auf die physikalische Begründung muß im Rahmen dieser Arbeit natürlich verzichtet werden.

nicht nur von hinten, sondern auch von den Seiten Wasser fließen Fig. 22 b);) dort trägt das austretende und abfließende Wasser stärker ab als an den benachbarten Punkten, es entsteht eine Einbuchtung, die im Wege der „Selbstverstärkung"[1]) nach hinten und nach den Seiten größer wird. Da jede auf diese Weise in Wirkung tretende Schwächestelle sich die Nachbarschaft tributär macht, so verlieren die



phot. Kuhlmann

Abb. 24. Angeordnete Buchtungen im Geschiebemergel am Rehberger Ort (Rügen).

unmittelbar benachbarten Schwächestellen ziemlich bald ihre Bedeutung; die nächste Schwächestelle kann erst in einer gewissen Entfernung zur Geltung kommen. Diese Mindestentfernung ist auch zugleich die Höchstentfernung, da in ihr infolge des engen Beieinander der Schwächepunkte sich sicher ein solcher befindet. In dieser durch die Boden- und Abflußverhältnisse genau bestimmten Entfernung von der zuerst betrachteten Einbuchtung entsteht also gleichzeitig eine Hohlform und so fort (Fig. 22c). Die meisten flächenhaft wirkenden Kräfte können sich in der beschriebenen Weise anordnen. Der oft zu bemerkende regelmäßige Abstand aller so entstandenen Hohlformen ist damit erklärt (Abb. 23). Merklichen Verschiedenheiten des inneren Baus passen sich die entstehenden Formen naturgemäß an, so daß die Regelmäßigkeit des öfteren gestört ist; im Prinzip jedoch ist der Vorgang immer derselbe. Ich möchte diese Art der Abtragung, die offenbar nicht mehr als flächenhaft, aber auch nicht als linear bezeichnet werden darf, im folgenden als „angeordnet" bezeichnen. Angeordneter Grundwasseraustritt, angeordnete Flächenabspülung usw.[2]) spielen nicht nur an der Samlandischen Küste, sondern wohl auf der ganzen Erde eine Rolle.[3])

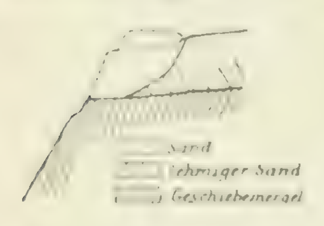


Fig. 23. Querschnitt durch eine Quellnische über Geschiebemergel.

[1]) W. Behrmann, Der Vorgang der Selbstverstärkung. Zeitschr. d. Ges. für Erdk. zu Berlin. Berlin 1919, S. 153 ff.

[2]) Vgl. u. S. 51 ff.

[3]) Ein Beispiel für eine andere diluviale Küste zeigt Abb. 24.

β) Die Quellnischen. Wo an der Küste Grundwasser über dem oberen Geschiebemergel austritt, fressen sich in das Kliff typische halbkreisförmige Quellnischen ein. Der Boden ist meist eben und wird durch die Oberfläche des unverwitterten Geschiebemergels dargestellt, die Wände sind ziemlich steil (Fig. 23). Der Radius der Grundfläche beträgt meist nur wenige Meter. Die Entstehung der Quellnischen ist die gewöhnliche; Ausschlemmung des Grundwasserträgers scheint eine Rolle zu spielen. Diese Nischen finden sich als Arbeitsformen im oberen Teile des ungegliederten Kliffs, oberhalb des Stufentypus, im Hintergrund von kleineren und größeren Gehängetälern, z. T. angeordnet, z. T. völlig regellos, je nach den örtlichen Verhältnissen. Im Ausgleich befinden sie sich fast nie. Da sie, solange sie ihre ursprüngliche Form bewahren, im Landschaftsbild keine Rolle spielen, wurden sie nicht kartiert.

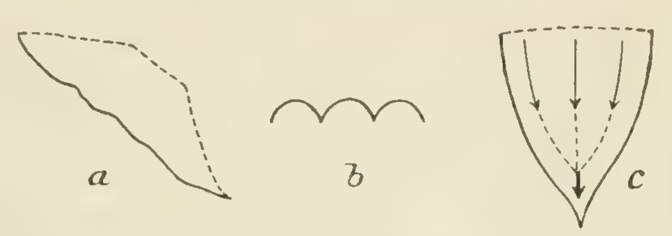


Fig. 24. Trichterbuchtung.
a) Längsschnitt durch eine Trichterbuchtung; b) Horizontalschnitt durch angeordnete Trichterbuchtungen; c) Ansicht (bezw. Aufriß; die Pfeile geben die Fallrichtung an).

γ) Die Trichterbuchtungen. Durch Abtragung des flachen Bodens entwickelt sich aus der Quellnische die Trichterbuchtung (s. Fig. 24). Es sind

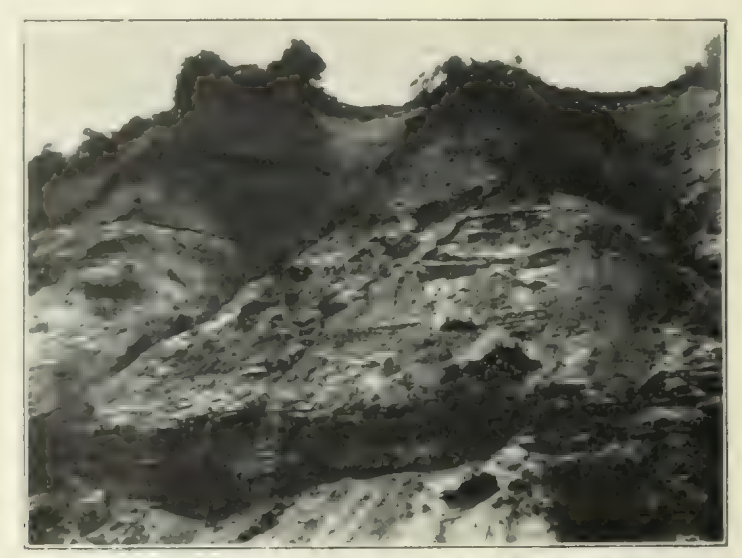


phot. Mortensen Mai 1920
Abb. 25. Trichterbuchtung östlich Groß-Kuhren.

das Gehängetäler, die oben sehr steil, in der Mitte meist flach, unten häufig wieder steiler geböscht sind. Im oberen Teil ist die Trichterbuchtung in der Regel halbkreisförmig (Durchmesser 10—50 m) in das Kliff eingeschnitten (Fig. 24b), nach unten läuft sie spitz zu und endigt in Strandhöhe oder etwas darüber (Abb. 25). Die einzelnen Trichterbuchtungen werden voneinander

durch oben sehr scharfe, unten häufig breitstirnige Sporne getrennt. Sie liegen ziemlich regelmäßig nebeneinander (Fig. 24b und Abb. 26) und sind ein Musterbeispiel von Formen, die angeordneter Abtragung ihre Entstehung verdanken. Austretendes und abfließendes Wasser arbeiten dauernd merklich an der weiteren Ausgestaltung der Form. Schlammströme und Erdrutsche gehen herab und versperren oft den Ausgang des Gehängetals, so daß das unten linear wirkende Wasser (Fig. 24c) sich immer aufs neue einen Ausgang suchen muß.

Daß sich aus diesen Trichterbuchtformen nicht typische Zirkusformen entwickeln, liegt an zwei Gründen: Einerseits dringt das Meer zu schnell vor, die der



phot. Mortensen Mai 1920

Abb. 26. Angeordnete Trichterbuchtungen östlich Groß-Kuhren.

subaerischen Abtragung entgangenen Sporne fallen dem Meer zum Opfer. Die Trichterbuchtung selbst wird dadurch häufig zum Hängetal, so daß sich ein flacher Boden nicht entwickeln kann. Andererseits wirkt die subaërische Abtragung auch an den Spornen noch sehr stark. Physikalische Verwitterung lockert das Material, so daß es der Schwerkraft überliefert wird. Sogar Grundwasseraustritte wurden an der Stirn von Spornen beobachtet. Die Erklärung dafür liegt in der chemischen Verwitterung des grundwasserstauenden oberen Geschiebemergels. Die oberen Partieen desselben stellen nämlich infolge der Verwitterung den Grundwasserträger dar. Da sie immer noch ziemlich lehmig, also nicht sehr durchlässig sind, gestatten sie einen sehr steilen Grundwasserspiegel. Seitliches Anzapfen des Grundwassers (Fig. 22, S. 48) nach den Einbuchtungen zu hat daher nicht immer völliges Ablenken des nach dem Sporn gerichteten Grundwasserstromes zur Folge. Der Grundwasseraustritt an der Stirn der Sporne kann vereinzelt so stark sein, daß sich in dieselben erneut kleine Hohlformen einfressen.

Die Trichterbuchtungen kommen vor als Arbeitsformen, die sich in ein bewachsenes oder unbewachsenes Kliff einschneiden, seltener wurden Ausgleichsformen beobachtet. Es scheint, daß an manchen Stellen die Ruheform dieses Typus durch wiederauflebende subaërische Abtragung oder marine Abrasion aufs neue zur Arbeitsform bezw. zur Verfallsform geworden ist.

δ) Die Kesselbuchtungen. Häufiger als die beschriebenen Formen kann man an der Küste ziemlich flache, aber deutliche Einbuchtungen wahrnehmen, die Kesselbuchtungen (Fig. 25 und Abb. 27). Sie ähneln Kesseln, deren vorderer Teil fehlt. Die Rückwände sind ziemlich steil (z. T. Abbruchswände), der Boden ist meist mäßig geböscht und wird durch Kliffschutt, seltener durch Strandsand gebildet (Fig. 25a). Die Kesselbuchtung ist in flachem Bogen, dessen Sehnenlänge in ungefährem Verhältnis zur Höhe des Kliffs zwischen 8 m und 150 m wechselt, in das Kliff eingeschnitten. Die Öffnung zum Meere ist sehr weit. Die Anordnung der Kesselbuchten ist ähnlich regelmäßig wie die der Trichterbuchten. Die die einzelnen Kesselbuchtungen trennenden Sporne sind in der Regel massige, steil aufstrebende Pfeiler, die jedoch — anscheinend infolge der Wirkung der Flächenabspülung — oft nicht so scharfkantig wie die des Trichterbuchtentypus sind. Ziemlich alle Kräfte, besonders aber Flächenabspülung und Bodenversetzungen aller Art, können an den Kesselbuchtungen ungehindert ihre Wirkung entfalten, so daß man diese fast immer als Arbeitsform vorfindet. Es scheint, als ob, wenn tatsächlich einmal ein Ausgleich eintritt, die Auflösung zu anderen Formen so gründlich vor sich geht, daß man die ursprüngliche Form nur wenig oder gar nicht mehr erkennt.

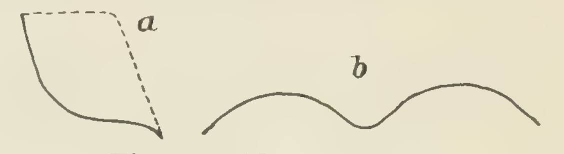


Fig. 25. Kesselbuchtung.
a) Längsschnitt durch eine Kesselbuchtung (vergl. Fig. 24 b); b) Horizontalschnitt durch angeordnete Kesselbuchtungen (vergl. Fig. 24 b).



phot. Friederichsen Juni 1920

Abb. 27. Kesselbuchtung an der Ostseite von Brüsterort, durch eine größere Rutschung entstanden.

Die Entstehung der Form ist nicht einheitlich. Zum Teil verdanken die Kesselbuchtungen angeordneter Abtragung unmittelbar ihre Entstehung.[1]) Die geringe Entwicklung der Wandsporne hat dann denselben Grund wie bei dem Trichterbuchtungstypus. Manchmal, jedoch selten, entstehen sie durch Zusammenwachsen mehrerer Trichterbuchtungen. In den meisten Fällen ver-

[1]) Vgl. *S. Passarge* a. a. O. Abb. 74, S. 179 und Abb. 105, S. 221.

danken sie größeren Rutschungen (im allgemeinen als Folge von Meeresunterspülung) ihre Entstehung und sind dann ursprünglich nichts weiter als sehr große Abbruchnischen (Abb. 27). An manchen Stellen, und zwar dort, wo das Kliff niedriger ist, bewirkt Bespülung durch brandende Wellen unmittelbar die Entstehung der Form (z. B. bei Sanglienen), ein Beweis, daß auch die Wellen angeordnet wirken können. Wie die Formen auch im einzelnen entstanden sind, die subaërischen Kräfte wirken so intensiv, daß sich die Entstehung in kurzer Zeit nicht mehr erkennen läßt. Innerhalb einer größeren Kesselbuchtung können sich die Kräfte so anordnen, daß in die Rückwand Quellnischen und Trichterbuchtungen eingeschnitten werden. Umgekehrt können an der Hinterwand von durch größere Abbrüche entstandenen Kesselbuchtungen mehr oder minder ausgeglichene, hängende Trichterbuchtungen, in der Form den Quellnischen ähnelnd, andeuten, daß früher an der betreffenden Stelle Trichterbuchtungen vorherrschten. So sind alle Übergänge möglich, und man muß mit einer gewissen Willkür verfahren, wenn man überhaupt Ordnung in die Mannigfaltigkeit dieser Formen bringen will.



Fig. 26. Entstehung einer Spitzbuchtung aus einer Rundbuchtung (Horizontalschnitt).

ε) Die Spitzbuchtungen (Gehänge-Kerbtäler). Nähert sich eine Trichterbuchtung dem Ausgleich, so siedelt sich Vegetation in ihr an, die Abtragung verlegt sich allmählich ganz in das Innere der Bucht, aus der Trichterbuchtung wird ein Gehänge-Kerbtal, eine Spitzbuchtung (Fig. 26 und Abb. 28). Gleichzeitig nehmen die Sporne ihre Ausgleichsböschung an und bedecken sich ebenfalls mit



phot. Friederichsen April 1918

Abb. 28. Entstehende Spitzbuchtung durch rückschreitende Erosion im Hintergrunde einer Trichterbuchtung bei Georgenswalde.

einem Pflanzenkleid (vgl. Fig. 19, S. 48). Die so entstandene Spitzbuchtung gehört derselben Großenordnung an wie die Trichterbuchtung, ist auch genau so angeordnet wie diese. An einigen Stellen wurde das Entstehen von Spitzbuchtungen aus noch nicht dem Ausgleich zustrebenden Trichterbuchtungen beobach-

tet. Rückwärtsschreitende Erosion kann im Hintergrunde von unausgeglichenen Trichterbuchtungen richtige kleine Täler entstehen lassen (Abb. 28). Derartige Formen wurden jedoch nicht angeordnet beobachtet. In vollendeter Form ist die Spitzbuchtung eine Ruheform; doch bewirkt das Vordringen des Meeres, daß die meisten dieser Gehängetäler augenblicklich vom Meere angeschnitten werden, wodurch ein äußerst charakteristisches und reizvolles Landschaftsbild entsteht. Das Zurückschneiden des Kliffs hat meist ein erneutes Aufleben der Bodenversetzungen usw. im Inneren der Spitzbuchtung zur Folge, so daß aus der Ruheform eine richtige Verfallsform wird, bei der man die zukünftige Entwicklung (nämlich zur Trichterbuchtung) nur vermuten kann. Besonders die Talausgänge unterliegen bei derartig angeschnittenen Spitzbuchtungen zuerst der Zerstörung. Das Vorkommen typischer, angeordneter Spitzbuchtungen ist m. E. ein Beweis, daß an der betreffenden Stelle nach einer Periode stärkerer Abtragung längere Zeit Ruhe geherrscht hat, bezw. noch herrscht.

e. Die Dünen.

Dünenbildungen sind an der Samländischen Küste naturgemäß nicht häufig und zeigen auch keinen besonderen Formenreichtum. Sie treten im Landschaftsbild völlig zurück.

An einigen Stellen ist das Kliff vollkommen unter Flugsand begraben, sehr oft legt sich nur an den Fuß des Kliffs eine niedrige, meist ganz unbedeutende Vordüne, die untere Stufendüne.[1]) Nordwestlich Tenkitten taucht das Kliff vollkommen unter, und die Ebene ist in der Nähe der Küste von einer flachen, ausdruckslosen Flugsanddecke überlagert. Alle diese Dünenbildungen werden vom Meer in einem ziemlich geradlinigen Dünenkliff angeschnitten, das häufig beginnt, sich kupstenartig aufzulösen. Bemerkenswert sind die häufigen Flugsandanhäufungen in breiten Talöffnungen oder in den Mündungsöffnungen nicht perennierender Bäche. Auch die Dünenbildung oberhalb der Dirschkeimer Sande und auf dem Plateau bei Rauschen ist recht interessant. Bei Rauschen ist der Sand mehr flächenhaft ausgebreitet, bei Dirschkeim handelt es sich um eine obere Stufendüne,[2]) die augenblicklich auf der Landseite bewachsen, auf der Seeseite jedoch völlig vegetationslos ist, und daher von dort stark abgeblasen wird. Auf die Frage, ob dies Überreste von Flachküstendünen sind, die mit der Küste vor dem Meere zurückgewichen sind,[3]) oder ob sie auf der Höhe des Kliffs primär entstanden sind,[4]) möchte ich hier nicht eingehen. Bemerken möchte ich dazu nur, daß an manchen Stellen der Küste die Abblasung des Strandes und des Kliffs bei auflandigem Wind sehr bedeutend ist, daß nördlich Dirschkeim sehr starke, ganz frische Sandablagerungen auf dem landseitigen Abhang der erwähnten Dünen des öfteren beobachtet werden konnten, und daß auch bei Rauschen die Dünen dauernde Sandzufuhr erhalten. Eine noch jetzt vor

---

[1]) *A. Jentzsch* im „Handbuch des deutschen Dünenbaus", Berlin 1900, S. 72.
[2]) *A. Jentzsch,* a. a. O.
[3]) *F. Solger,* Dünenbuch. Stuttgart, 1910, S. 44f.
[4]) *A. Jentzsch,* a. a. O. S. 73f.

sich gehende Ablagerung am Plateaurande steht also fest, so daß eine primäre Entstehung der oberen Stufendüne nicht ausgeschlossen ist.[1])

f. Das aufgelöste Kliff.

An vereinzelten, dicht bewachsenen Stellen sind alle aus dem Kliff hervortretenden Sporne und sonstigen Vorsprünge gerundet, während gleichzeitig die Einbuchtungen ihr charakteristisches Aussehen verloren haben. Es entsteht so eine kuppige Landschaft, die vielleicht an Moränenlandschaften denken lassen könnte, wenn nicht der einseitige Abfall zum Meere erkennen lassen würde, daß wir es mit einem Kliff zu tun haben (z. B. westlich des Wachtbudenberges). Augenscheinlich handelt es sich um Gebiete, die nach starker unregelmäßiger Abtragung plötzlich bewachsen sind und sich seitdem im Ruhezustande befinden. Alte bewachsene Dünengebiete können ähnliche Formen zeigen (z. B. bei Loppöhnen).

g. Fremdlingsformen.

Formen nicht litoraler Entstehung wurden an der Küste nicht gefunden. Es wäre möglich, daß in den Gebieten, wo anscheinend ein ehemals bis unten bewachsenes Kliff augenblicklich aufgearbeitet wird, einige bewachsene Hänge tatsächlich nicht Reste eines alten Kliffs, sondern Gehänge eines ehemaligen, der Küste parallelen Tales sind. Besonders nahe liegt der Verdacht dort, wo die Kliffvegetation auf auffällig lange, ungestörte Entwicklung schließen läßt. So ist z. B. der flacher geböschte Hang des Kliffs hart westlich der Wolfsschlucht (vgl. Abb. 19) mit auffallend schön gewachsenen, sehr dicken und alten Bäumen bestanden, wie man sie sonst nur in den ausgeglichenen Schluchten landeinwärts findet. Bestimmte Beweise für derartige Annahmen wurden nicht gefunden. Die Regel sind diese Fälle sicher nicht.

Es wäre ferner denkbar, daß einige der Einbuchtungen im Kliff Talschlüsse von ehemals längeren Flüssen sind, deren eigentlicher Talgraben allmählich vom Meere aufgefressen worden ist. Gegen die Häufigkeit dieser Möglichkeit spricht die dichte und regelmäßige Anordnung der Einbuchtungen. Außerdem hätten auf jeden Fall die heute am Gestade wirkenden Kräfte derartige Überreste von Inlandsformen so nachdrücklich umgestaltet, daß man von eigentlichen Fremdlingsformen nicht mehr sprechen dürfte.

Das Relief des Inlandes macht sich im Küstenbild nur durch die verschiedene Höhe des Kliffs und die dadurch vielleicht bedingte Größe der entstehenden litoralen Formen bemerkbar.

h. Die Flußtäler.

Ein richtiges Bild von dem Formenschatz des Kliffs hat man erst, wenn man die das Kliff zerschneidenden Talausgänge der aus dem Binnenlande kommenden Gewässer mit in die Betrachtung einbezieht. Diese Mündungsöffnungen sind eigentlich „Fremdlingsformen", können jedoch als „Heimatsformen" betrachtet

[1]) Vgl. auch F. W. *Paul Lehmann*, Anmerkungen zur Dünenmorphologie. Pet. Mit. 1918, S. 17[illegible].

werden, wenn sie von Gestadekräften umgestaltet sind. Jede Talöffnung ist eine Schwächestelle des Kliffs, da dort die litoralen Kräfte nicht nur frontal, sondern auch, unterstützt durch fluviatile Erosion, von der Seite bezw. von hinten das Kliff angreifen können. Es kommt nun darauf an, einerseits zu untersuchen, wie die Bachmündungen das Kliff beeinflussen, andrerseits, in welcher Weise die Umgestaltung der Talöffnungen durch litorale Kräfte vor sich geht, wie groß dieselbe ist und wie weit sie sich in das Binnenland erstreckt. Die durch die Nähe der Küste bedingten Gefällsbesonderheiten müssen in diesem Zusammenhang gleichfalls besprochen werden.

Die Taldichte der das Kliff zerschneidenden Talgräben ist ziemlich groß, besonders wenn man die kurzen, nicht dauernd durchflossenen Täler mitzählt. Das Talgefüge ist frei.[1])



phot. Mortensen Juni 1920

Abb. 29. Der Galgenberg bei Gr. Dirschkeim von Norden. Vor dem Galgenberge, an der Stelle der Boote, befindet sich die augenblickliche, hinter dem Galgenberg die ehemalige Bachmündung. Der einstige Bachlauf ist als Einschnitt in die Vegetation deutlich zu erkennen.

Die unmittelbare Einwirkung des Baches auf das Kliff ist, wenn man natürlich von der Schaffung der Lücke an sich absieht, ziemlich gering. Nur ausnahmsweise wurde am Rauschener und am Kraxtepeller Mühlenfließ eine so starke Verschleppung auf dem Strande beobachtet, daß der Bach gegen das Kliff gedrückt wurde und dasselbe unmittelbar angriff. Bei Groß-Kuhren, Groß-Dirschkeim und am Kraggraben erfolgt eine Zerstörung des Kliffs von innen heraus, der Bach bildet eine Schlinge und durchnagt allmählich das Kliff. Bei Groß-Dirschkeim hat sich so der Galgenberg als „Umlaufberg" abgetrennt (Abb. 29), bei Groß-Kuhren ist dieselbe Entwicklung am Zipfelberg im Gange (Abb. 20, S. 46). Die Durchnagung der Einsenkung zwischen Zipfelberg und Kliff durch den Rosenbach ist nur eine Frage der Zeit. Am Kraggraben bereitet sich die Loslösung eines

[1]) *S. Passarge,* Die Grundlagen d. Landschaftskunde, Bd. I., S. 52f.

Berges vor. Im allgemeinen scheint sich die Tätigkeit der Bäche jedoch auf einfache Seiten- bezw. Tiefenerosion zu beschränken.

Die Täler der nicht dauernd fließenden Gewässer haben meistens V-Form, besitzen jedoch mitunter eine Talsohle. Sie münden in regelloser Verteilung gleichsohlig oder hängend, je nach dem Widerstande, den der Untergrund der Abtragung durch die nur zeitweilig fließenden Gewässer entgegensetzt. Im übrigen bieten die Formen nichts Besonderes. Infolge der überaus großen Häufigkeit dieser kleinen Täler wurde auf die Einzeichnung derselben in das Profil verzichtet, da sonst die Übersichtlichkeit desselben gelitten hätte[1]).

Viel interessanter sind die dauernd fließenden Gewässer, deren Talformen vielleicht Rückschlüsse auf die Entwicklungsgeschichte der Küste gestatten könnten. Sowohl in der Form der Täler als auch in der Ausbildung der Gefällskurve besteht keine Einheitlichkeit. Einige Bäche münden gleichsohlig, andere hängend. Einzelne gewinnen in steilwandigen Kerbtälern das Meer, bei anderen beginnt sich bereits eine Talsohle auszubilden; wieder andere haben kesselförmige Talausgänge oder aber weite Talöffnungen (vgl. die Kartierung). Um die Gründe für diese verschiedenartige Entwicklung kennen zu lernen, wollen wir die einzelnen Bäche einer kurzen Besprechung unterziehen.

Pobethener Mühlenfließ, Rantauer- und Lachs-Bach, Rauschener Mühlenfließ, Finkener Bach und Kraxtepeller Mühlenfließ besitzen ein ausgeglichenes Gefälle bis zur Mündung[2]). Eine deutliche Talsohle ist im Unterlauf vorhanden. Auf dem sehr weiten Talboden nahe der Mündung hat der Wind Dünen angehäuft, mit Ausnahme der Mündung des Finkener Bachs. Eine Einwirkung der Gestadekräfte auf die Form der Täler ist sonst nicht zu erkennen. Dies hat wohl darin seinen Grund, daß in dem im Verhältnis zur Erosionskraft wenig widerstandsfähigen Untergrund die Bäche schnell ihr Bett eintiefen und verbreitern konnten, so daß die Arbeit der Erosion heute im wesentlichen getan ist. Die Täler besitzen daher im Unterlauf flach geböschte, zum mindesten völlig ausgeglichene Gehänge, die den litoralen Kräften keine Angriffsfläche bieten. Die dauernde „Wiederbelebung der Erosion" infolge des Vordringens des Meeres spielt bei dem geringen Gefälle der Bäche in der Nähe der Mündung keine Rolle. Die Dünenbildungen in dem Talausgang mögen mit zur Lahmlegung der subaërischen Abtragung beigetragen haben (vgl. o. S. 29).

Am Nordufer der Kraggrabenmündung sind die Verhältnisse dieselben wie die soeben geschilderten. Am Südufer scheint die Unterspülung des Prallhanges (vgl. o. S. 57) so stark zu sein, daß es zur Entstehung litoraler Formen nicht kommt.

Ganz anders liegen die Verhältnisse bei der Gausupschlucht und beim großen Seegraben. Es sind das große, kesselförmige Schluchten, in die die Bäche unter Überwindung einer Stufe eintreten, nachdem sie auf dem Plateau verhältnismäßig träge dahingeflossen sind. Die Entwicklung ist sehr klar. Von der Mün-

[1]) Auf den amtlichen Karten des Gebiets im Maßstabe 1 : 25 000 und 1 : 100 000 sind diese kleinen Täler fast sämtlich verzeichnet.

[2]) Rauschener Mühlenfließ und Finkener Bach werden allerdings in einiger Entfernung von der Küste künstlich gestaut.

dung aus haben die angreifenden Kräfte, unterstützt von der Erosion der Bäche, große Einbuchtungen mit flach geböschter Sohle in das Kliff gefressen. Subaërische Abtragung ist noch heute in den Talausgängen kräftig am Werke, kleinere Rundbuchtungen und andere für das Kliff typische Formen sind zahlreich vorhanden. Da die Wasserführung der Bäche ziemlich gering ist[1]), so konnten sie ihr Bett nicht so schnell tiefer verlegen, wie die Einbuchtung des Kliffs sich ins Land hinein vergrößerte, zumal der Geschiebereichtum des Untergrundes gegenüber der fluviatilen Erosion eine ziemlich große, gegenüber den litoralen (bezw. subaërischen) Kräften eine ziemlich geringe Rolle spielt. Die Grenze zwischen Inland- und Gestadeeinwirkung ist bei diesen Bächen naturgemäß gut festzu-



phot. Friederichsen April 1918.

Abb. 30. Steinpackung im Bette des Warnicker Bachs. Schräge Stellung der Bäume am Hange infolge langsamer Bodenversetzungen.

legen; sie befindet sich am hinteren, oberen Rande der Mündungsstufe. Die weitere Entwicklung wird die sein, daß der Talausgang sich dauernd erweitert und ins Land hineinfrißt, dabei die Stufe immer weiter landeinwärts verlegend.

Die Mitte zwischen diesen beiden extremen Typen stellen die Täler des Alknicker, des Warnicker, des Rosen- und des Sorgenauer Bachs dar. Einerseits haben sie ausgeglichene Talgehänge, die den litoralen Kräften keine Angriffsfläche bieten, so daß eine Erweiterung des Talausganges nicht vor sich geht. Andrerseits besitzen sie kein ausgeglichenes Gefälle. Im oberen Teil fließen sie

[1]) Der in den Großen Seegraben mündende Graben ist künstlich. Es ist daher möglich, daß früher dort überhaupt kein nennenswerter Zufluß vorhanden war, daß die Form also rein litoraler Entstehung ist, wie die der anderen Einbuchtungen im Kliff.

ungefähr in Plateauhöhe, um dann in einer nicht sehr steilen Stufe ungefähr das Meeresniveau zu gewinnen und sofort (Warnicker B.) oder nach kurzem weiteren Laufe ins Meer zu münden.

Die Existenz der Stufe ist augenscheinlich der Eigenart des Untergrundes zu verdanken, wie wir besonders am Warnicker Bach sehen können. Dort ist das Bachbett von der Mündung bis zum oberen Rand der Stufe mit einem dicken Gerollpanzer ausgekleidet, der zum Teil aus den bei der Tiefenfurchung freigelegten, zum Teil aus den von den Talwänden herabgestürzten Geschieben gebildet ist (Abb. 30). Er verhindert das Einschneiden des Baches und wird es noch verhindern, auch wenn das Kliff einmal nicht mehr zurückgehen



phot. Mertensen Dezember 1919

Abb. 31. Die kleine Kreislacker Schlucht. Im Hintergrunde die in einem Wasserfall überwundene, zurückwandernde Steilstufe im Vordergrunde die durch grobe Geschiebe sich bildende flachere Stufe.

sollte. Ein gewisses Einfurchen findet natürlich statt; da jedoch dadurch auch die Talwände abgetragen werden, so stürzt immer neues Geschiebe nach, so daß der Vorgang so langsam geht, daß er im Verhältnis zur Stärke der sonstigen subaerischen Abtragung keine Rolle spielt. Daß die Stufe nicht eine Folge zu starker Meereswirkung ist, kann man auch daran erkennen, daß die Talhänge nahe der Mündung keine Spuren besonderer Zerstörung zeigen, wie es bei Hangetälern, die das Bestreben haben, sich auf das Meeresniveau einzustellen, der Fall sein müßte, und wie es an den kleineren Tälern der samländischen Küste häufig zu beobachten ist. Beim Alknicker und Sorgenauer Bach ist die Stufe, wohl infolge anderer Beschaffenheit des Untergrundes, ein gewisses Stück landeinwärts gewandert, ohne zu verschwinden. Geradezu ein Schulbeispiel für die Auffassung, daß Hängetäler ihre Entstehung und Erhaltung nicht irgend einer Verschiebung der Uferlinie, sondern einzig und allein dem inneren Bau verdanken können, ist die Kleine Kreislacker Schlucht (Abb. 31), bei der man das Rückwärtswandern einer Steilstufe und die parallel gehende Entwicklung einer durch einen Gerollpanzer gebildeten etwas flacheren Stufe unmittelbar vor sich sieht!

Die Form des Talausganges des Dirschkeimer Bachs ist zusammengesetzt. In ziemlicher Entfernung von der Küste überwindet der Bach eine Stufe, durchfließt dann, sein Bett noch heute vertiefend, eine enge Schlucht mit beträchtlichem Gefälle, um kurz vor der Mündung in einen weiten Talkessel zu treten und nördlich des Galgenberges das Meer zu gewinnen[1]). Allerdings verdankt der weite Talkessel seine Entstehung im Wesentlichen nicht litoralen Kräften, sondern der erodierenden Tätigkeit des Baches.

Eine besondere Stellung nimmt der Nodemser Bach ein, der dicht an der Küste seinen Lauf beginnt und daher in einer engen Schlucht, die der Wolfsschlucht bei Warnicken ähnelt, mit beträchtlichem Gefälle das Meer gewinnen muß. Die Gehänge des Tals sind völlig ausgeglichen, was darauf schließen läßt, daß auch dort die Erosion in dem steinigen Bachbett lahmgelegt ist.

Die Erkenntnis, daß die Form der Talausgänge und das Gefälle der Bäche an der samländischen Küste wesentlich von lokalen Bedingungen abhängig ist, ist in mehrfacher Hinsicht von Bedeutung. Sie hat uns das Nebeneinander von hängenden und gleichsohlig mündenden Tälern verständlich gemacht, ohne die äußerst unwahrscheinliche Annahme ziemlich starker Krustenbewegungen auf ganz kurzem Raume zu verlangen, ja sie verbietet uns geradezu, aus der Form der Täler allgemein auf Niveauveränderungen an der samländischen Küste zu schließen. Das ist ein Ergebnis, das auch für andere, ähnlich gebaute Küsten Geltung haben dürfte. Und zwar nicht nur für die Küsten, sondern auch für die Morphologie des Binnenlandes.

Ich werde das an einem Beispiel kurz erläutern. Für einen Bach, der an der Küste eine lokal bedingte Stufe hat, ist die Oberkante der Stufe die eigentliche Erosionsbasis. Der Bach wird sich also nur bis zur Höhe derselben einfurchen und, da diese ziemlich konstant bleibt, sich oberhalb derselben durch Seitenfurchung ein breites Talbett schaffen, gleichgültig wie der Untergrund beschaffen ist.[2]) Eine äußerst langsame Rückwärtsverlegung der Stufe findet inzwischen natürlich statt. Gelangt die Stufe dabei in den Bereich sehr wenig widerstandsfähiger Schichten — ein Fall, der in den diluvialen Gebieten mit stark wechselndem inneren Bau häufig vorkommen wird — so verschwindet die Stufe verhältnismäßig schnell, die Erosionsbasis wird plötzlich beträchtlich tiefer gelegt, und im ganzen Laufe oberhalb dieser Stelle wird sich eine „Wiederbelebung der Erosion" bemerkbar machen, die ein späterer Binnenlandbeobachter, der die Unterlaufverhältnisse nicht kennt, immer durch eine Hebung erklären wird.

Die angedeutete Entwicklung scheint sich übrigens beim Alknicker Bach vorzubereiten! Ein Blick auf die geologische Karte zeigt, daß derselbe auf sandigem Untergrund in breitem Tale, zahlreiche Schlingen innerhalb desselben bildend, dahin fließt, um dann kurz vor der Küste, mit dem Eintritt in Geschiebemergel, eine deutliche Gefällszunahme aufzuweisen. Die plötzliche Abtragung der Geschiebemergelstufe steht ziemlich dicht bevor, und die notwendige Folge muß

---

[1]) Vor wenigen Jahrzehnten mündete der Bach südlich des Galgenberges.

[2]) Am Warnicker Bach kann man das sehr schön beobachten.

sein, daß der Bach seine zahlreichen Mäander in ein weites Tal erneut einschneidet!

Wenn diese Darlegungen auch vorläufig nur für beschränkte Gebiete von bestimmtem inneren Bau Geltung haben, so dürfte es doch nicht uninteressant gewesen sein, die Notwendigkeit, aus der Wiederbelebung der Erosion auf Hebung zu schließen, an Hand eines bestimmten Beispiels widerlegt zu haben.

5. Die Buchten der Samländischen Küste.

Es ist für das Verständnis der Küste von großem Interesse, die Beziehungen zwischen innerem Bau, Oberflächengestalt und Umrißform der Küste kennen zu lernen. Zu diesem Zwecke wurde den Profilen eine nach den Meßtischblättern des Gebiets umgezeichnete Buchtenkarte beigegeben, in der die Umrißlinie der Küste derartig gestreckt ist, daß auf den Kartenblättern jeder Punkt des Längsprofils genau über dem entsprechenden der Buchtenkarte liegt.

Vergleicht man die Buchtenkarte mit den Längsprofilen, so findet man mancherlei interessante Abhängigkeiten, die alle aufzuzählen zu weit führen würde. Wir wollen die aus den zeichnerischen Darstellungen erkennbaren Beziehungen nur soweit ins Auge fassen, als sie uns helfen, eine Erklärung für die Entstehung der Buchten der samländischen Küste zu finden.

Bevor wir die Erörterung dieser Frage beginnen, müssen wir feststellen, daß an der samländischen Küste keine Rede davon ist, „daß sich auch hier das alte Gesetz bestätigt: Die See setzt an den Konkavitäten an und trägt an den Konvexitäten ab."[1]) Auf den ersten Blick könnte es manchmal vielleicht so scheinen, bei eingehenderer Beobachtung findet man jedoch, daß die Kräfte noch heute nachdrücklich an der Ausarbeitung der Buchten arbeiten. Die Vorsprünge verschwinden nicht, die Buchten werden nicht zugeschüttet. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß die Böschung des Kliffs im Buchtinneren häufig ausgeglichener und flacher ist als an den Vorsprüngen. Es ist das nämlich nicht unbedingt ein Beweis für stärkeren Meeresangriff an den Vorsprüngen, sondern kann genau so gut einfach auf verschiedene Härte der Schichten schließen lassen. Mit dem flacheren Böschungswinkel hängt auch die manchmal bessere Bewachsung des Buchtinneren zusammen.

Die Annahme *Bartels*, daß die Vorsprünge früher bedeutend größer gewesen sind als heute und gerade bis zu dem heutigen Zustand abgetragen sind,[2]) ist durch nichts bewiesen, ganz abgesehen davon, daß man selbst im Falle der Richtigkeit der Behauptung die frühere Gestalt der Küste immer noch erklären müßte. Mit derartigen Behauptungen ist nichts bewiesen.

Sehr naheliegend ist der Gedanke an eine tektonische Bedingtheit der Buchtenform, und es sind auch verschiedene Erklärungsversuche in dieser Hinsicht gemacht worden.[3]) Besonders interessant ist der Hinweis *Haupts* auf die Tatsache,

[1]) [illegible]. Strandverschiebungen usw. Schr. d. Phys.-ök. Ges. 1913, S. 120.

[2]) *W. Hartnack*. Die Gestalt der deutschen Ostseeküste. Diss. Rostock 1908, S. 86.

[3]) *P. G. Krause*. Über Endmoränen im westlichen Samland. Jahrb. d. Geol. L. A. f. 1904, S. 369ff.

[4]) *O. Haupt*. Beitr. z. Kenntnis der Oberflächengestalt des Samlands. Diss. Königsberg 1907, S. 26.

[5]) *G. Maas*. Die Störungen im nordwestlichen Samland auf Blatt Gr. Dirschkeim. Jahrb. d. Pr. Geol. L. A. f. 1914, Teil 2, S. 76ff.

daß die einzelnen Küstenstrecken mit den das Samland von SO nach NW durchziehenden Höhenrücken parallel laufen oder senkrecht auf ihnen stehen. Er hält dies für eine Bestätigung der Annahme *Krauses* (a. a. O.), daß die Bänke vor der Westküste an Verwerfungen abgesunkene Moränen sind. *Meyer* hat geringe Verwerfungen an der heutigen Küste beobachtet und sie in Beziehung zu der heutigen Form der Küste gebracht (vgl. auch o. S. 33). Bestimmte Beweise für eine tektonische Bedingtheit des heutigen Küstenumrisses sind jedoch nicht vorhanden. Verf. neigt, ohne tektonische Zusammenhänge vollkommen leugnen zu wollen, zu der Ansicht, daß die heutige Umrißform der Küste im wesentlichen exogenen Kräften zu verdanken ist.

Man muß sich immer vor Augen halten, daß in Ausführungen, wie sie im folgenden gemacht werden, stets ein erheblicher Grad von Unsicherheit liegt, besonders wenn die Berücksichtigung ganz lokaler Bedingungen (Höhe des Kliffs, innerer Bau) in Frage kommt. Wir können dem Meer im allgemeinen nicht mehr ansehen, wie das feste Land, das früher dort war, im einzelnen beschaffen gewesen ist. Es ist daher möglich, daß der heutige Umriß an manchen Stellen lokale Ursachen hat, die heute weggefallen sind. Um in diesen Fällen nicht zu falschen Schlüssen über die heute wirkenden Kräfte zu gelangen, ist größte Vorsicht geboten.

Eine Abhängigkeit der Umrißform von der Höhe des Kliffs ist im einzelnen oft zu bemerken (Wachtbudenberg); für die Form der Buchten ist die Höhe des Kliffs anscheinend nicht sehr wesentlich. Zum mindesten wird der an sich zu erwartende Einfluß der Höhe des Kliffs auf den Rückgang und damit auf die Buchtenform durch andere Einflüsse stark verdeckt.

Ein Zusammenhang zwischen Küstenumriß und innerem Bau ist nur undeutlich erkennbar. Einerseits werden Georgenswalder und Brüsterorter Spitze durch widerstandsfähige diluviale, Rauschener und Groß-Kuhrener Bucht durch tertiäre Schichten bestimmt, andererseits bildet aber gerade das Diluvium bei Sorgenau eine tiefe Bucht, während das Tertiär bei Palmnicken und Hubnicken ins Meer vorspringt. Etwas deutlicher wird der Zusammenhang schon, wenn man nicht schematisch tertiär und diluvial einander gegenüberstellt, sondern berücksichtigt, daß die einzelnen verschieden gebauten Küstenpartieen sich gegen die jeweils dort wirkenden Kräfte verschieden verhalten. So werden Rantauer, Wanger- und Loppöhner, Georgenswalder und Brüsterorter Spitze durch Blockpackungen vor allzu starkem Meeresangriff geschützt, während das Kliff in den Buchten meist durch geringe Widerstandsfähigkeit gegen subaërische Denudation gekennzeichnet wird. Allzu deutlich sind diese Zusammenhänge jedoch nicht, wie man leicht durch einen kleinen Versuch feststellen kann: Man betrachte die geologisch-petrographische Karte ohne Rücksicht auf die Buchten und bezeichne sich die Stellen, wo nach dem Schichtenbau und unserer Kenntnis der wirkenden Kräfte Buchten oder Vorsprünge zu erwarten sind. Das so entstehende Bild wird wesentlich anders werden, als es die Buchtenkarte tatsächlich zeigt.

Überraschend deutlich ist dagegen der Zusammenhang zwischen Buchten und Flußmündungen. Der tiefste Punkt einer Bucht wird fast immer durch eine Flußmündung gekennzeichnet, und umgekehrt hat sich um jede Flußmündung

eine Bucht gebildet, wie ein Vergleich der Buchten- mit der Formenschatzkarte deutlich zeigt. Die augenscheinliche Unabhängigkeit der Sorgenauer Bucht vom inneren Bau der Küste ist nur von diesem Gesichtspunkt aus verständlich; ebenso ist es sehr auffällig, daß die einzigen als ziemlich geradlinig zu bezeichnenden Küstenstücke (Kreislacken-Palmnicken und südlich Nodems) keine Flußmündungen haben. Das Fehlen einer Bucht bei Palmnicken selbst ist allerdings auffällig. Vielleicht spielen dort die vorgelagerten Bänke, die alle Strömungen vom Ufer abdrängen, eine Rolle. Abgesehen von dieser einen Ausnahme folgt die Buchtenbildung an der Samländischen Küste also denselben Gesetzen, die *Philippson* ganz allgemein für thalassogene Abrasionsküsten aufgestellt hat.[1])

Innerhalb der großen Buchten sind noch zahlreiche kleine Buchten und Vorsprünge, deren Bildung ganz entsprechend aus den lokalen Verhältnissen zu erklären ist.

Die durch Untergrund und Flußmündungen im Rohbau festgelegten Vorsprünge und Buchten werden durch die Küstenversetzung modifiziert und ausgestaltet, wie es im Abschnitt A I 2. (vgl. o. S. 5 ff.) dargelegt ist.

Zu ergänzen ist dazu noch, daß es nicht ausgeschlossen ist, daß auch der weiter draußen mit geringer Geschwindigkeit entlang gehende Küstenstrom,[2]) ohne selbst abzutragen oder zu transportieren, die Form der Küste beeinflussen kann. Er schmiegt sich vielleicht wie der Brandungsstrom den Buchten an. Wo er gegen die Küste drückt, tritt eine Verstärkung der Brandungswirkung ein, es entsteht ein „Prallhang", und wo der Strom wieder von der Küste wegstrebt, tritt eine Schwächung ein.

Der mäandrierenden Wirkung der Küstenströmungen ist es m. E. zu verdanken, daß an der Samländischen Küste Buchten immer wieder ausgeräumt werden, während exponierte Vorsprünge unter Umständen verhältnismäßig wenig vom Meere angegriffen werden können.

Ganz eigenartig liegen die Verhältnisse an der Brüsterorter Spitze, deren besonders ausgesetzter nordwestlicher Teil recht gut bewachsen ist: Dort wird bei südlichem Wind an der Nordseite, bei östlichem Wind an der Westseite Sand abgelagert. Bei Wind aus nordwestlicher Richtung ist der Brandungsstrom bei Brüsterort naturgemäß noch sehr schwach, da er ja erst längs der Küste seine volle Geschwindigkeit erreicht; er trägt also wenig Sand ab. Trotz der ausgesetzten Lage ist daher die Spitze verhältnismäßig geschützt, die Bewachsung recht gut; die Spitze verschwindet nicht.[3])

Die Beobachtung, daß ausgesetzte Vorsprünge auffällig gut bewachsen sind, ist auch an anderen Kliffküsten gemacht worden. Es dürfte vielleicht lohnen,

---

1) A. *Philippson*, Über die Typen der Küstenformen usw. Richthofenfestschrift. Berlin 1893, [illegible]

2) *P. Brückmann*, Strömungen an der Süd- und Ostküste des baltischen Meeres. Forsch. z. deutsch. L. u. Volkskunde, 22. Bd. Stuttgart 1919, S. 45.

3) Auf die Anregung *Pencks*, zu untersuchen, warum die Nordwestspitze des Samlandes eckig bleibe, obwohl sie von zwei Seiten von der See bespült werde, führt *Brückmann* den Nachweis, daß die äußerste Nordwestecke der Brüsterorter Spitze nicht spitz, sondern etwas gerundet ist (Strandversetzung usw., Schr. d. Phys. ök. G. Kgb. 1912/13, S. 103ff.)! Darin liegt m. E. ein völliges Verkennen der *Penck*schen Fragestellung.

auch dort die Verhältnisse nach der angedeuteten Richtung hin zu untersuchen. Vielleicht wird es dann möglich sein, derartige Merkwürdigkeiten rein auf Besonderheiten der Küstenversetzung an jenen Stellen zurückzuführen, und nicht Verschiebungen in der Vertikalen[1]) annehmen zu müssen.

Ein Zuschütten von Buchten oder gar ein Vorbauen von Vorsprüngen durch Flußsedimente findet an der samländischen Küste nicht statt. Sandanreicherungen auf dem Strand und auf der Schorre beiderseits von Bachmündungen wurden des öfteren wahrgenommen, vereinzelt sogar, bei ruhigem Wetter, ein kleines Delta vor einer Mündung. Die bei stärkerem Winde sofort einsetzende Küstenversetzung läßt diese potamogenen Aufbauformen schnell verschwinden.

6. Der Strand.

Der Strand der samländischen Küste ist ein typischer Vorstrand.[2]) Die Korngröße des Strandmaterials schwankt zwischen der feinsten Sandes und der groben Gerölls. Blockpackungen auf dem Strand und in der Schälung sind häufig. Die Formen des Strandes bieten nichts Besonderes gegenüber den bereits häufiger beschriebenen.[3]) Auf die Erscheinungen der Strandbildung und -umformung näher einzugehen, erübrigt sich, da neben der zahlreichen verstreuten Literatur kürzlich ein, diese Materie eingehend und gründlich behandelndes Werk erschienen ist.[4]) Der Strand wird anscheinend im wesentlichen gebildet und ergänzt aus dem Kliffdetritus, der teilweise durch das Meer aufbereitet und umgelagert, teilweise unmittelbar auf dem Strand ausgeschlemmt wird. Es ist nicht wahrscheinlich, daß viel Material durch Küstenströmungen von weiter her herbeigebracht wird.

Die längs des Kliffes stark wechselnde Breite des Strandes (zwischen 0 und ungefähr 100 m) unterliegt zeitlich, je nach dem herrschenden Winde, sehr starken, nicht gleichsinnigen Veränderungen. Stellen des Strandes, die gewöhnlich nur wenige Meter breit sind, können mehr oder minder vorübergehend Anschwemmungen bis 50 m Breite zeigen. Umgekehrt werden breite Strandstücke bei bestimmtem Wind schnell abgetragen, mancherorts bis auf den diluvialen oder tertiären Untergrund.

Regelmäßig sehr breit ist der Strand bei Neukuhren (Hafenschutzbauten!), bei Rauschen und bei Palmnicken (Bergwerksanlagen!).

Da die Kartierung der verschiedenen Küstenstücke naturgemäß an verschiedenen Tagen vorgenommen wurde, so gibt die Karte einen Zustand, wie er wahrscheinlich zu keinem Zeitpunkt an der Küste geherrscht hat. Sie ist uneinheitlich, obwohl die Messungen mit Hilfe der Neukuhrener Pegelbeobachtungen (Mittelwasser 2,40 m) auf denselben Wasserstand (2,20 m) reduziert wurden. Die Güte der Karte ist durch diesen Mangel natürlich erheblich herabgesetzt, doch glaubte

---

[1]) *H. Spethmann*, Küstenverlagerung und Meeresströmung zwischen Rügen und Alsen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin, 1912, S. 532.

[2]) *G. Braun*, Entwicklungsgeschichtliche Studien usw. S. 86f.

[3]) *G. Braun*, a. a. O. und o. S. 5.

[4]) *K. Andrée*, Geologie des Meeresbodens, Band II. Leipzig 1920.

Verf. die Ergebnisse der Kartierung nicht vorenthalten zu sollen, da sie immerhin in mancher Beziehung interessante Schlüsse gestatten könnten.

Bei Betrachtung und Auswertung der Strandkarte muß man sich klar darüber sein, daß breiter Strand nicht nur Folge geringer oder ruhender Meeresabrasion, sondern auch besonders starken Rückgangs des Kliffs infolge subaërischer Abtragung sein kann, ohne daß dabei die Meeresabrasion zu ruhen braucht. Entsprechendes gilt für schmalen Strand. Die Breite des Strandes darf also nur als Maß angesehen werden für den Geschwindigkeitsunterschied zwischen Vordringen des Meeres und subaërisch bedingtem Rückgang des Kliffs, gestattet jedoch nicht Schlüsse auf den absoluten Küstenrückgang an der betreffenden Stelle.

Die Betrachtung des Strandes zeigt, daß seine Breite längs der Küste stark wechselt.[1]) Besonders hervortretende Sandanschwemmung im Inneren der Buchten ist nicht zu erkennen. Im Gegenteil, bei einer großen Zahl der Buchten, besonders der kleineren, befindet sich im Inneren derselben die schmalste Stelle des Strandes. Es ist das vielleicht ein Beweis für die ausstrudelnde Wirkung des Brandungsstromes. An einer der Buchtseiten ist meist die Strandbreite wesentlich größer als an der anderen. Daß diese Wirkung der Küstenversetzung sich nicht bei allen Buchten gleichsinnig bemerkbar macht, liegt teils an der erwähnten Uneinheitlichkeit der Karte, teils kann es auch in lokalen Verschiedenheiten, z. B. des Meeresbodens, begründet sein, die in der einen Bucht der Strandvertriftung, in der anderen dem Brandungsstrom das Übergewicht geben. Eine auf Grund gleichzeitig an der ganzen Küste vorgenommener Messungen hergestellte Karte würde wahrscheinlich sehr interessante Resultate in Bezug auf die Wirkung der Küstenversetzung zeitigen.

Ein Vergleich der Strandkarte mit den anderen Karten gestattet bei genügender Vorsicht manche bemerkenswerten Rückschlüsse auf Art und Wirkung der gestaltenden Kräfte, eine Eigenschaft, die die Strandkarte trotz des eingangs erwähnten Mangels zu einer wesentlichen Ergänzung der anderen Profile macht.

II. Der Rückgang der Küste.

I. Die Vorgänge bei der Rückwärtsverlegung der Küste.

a. Vorbemerkung.

In den vorhergehenden Abschnitten wurde versucht, die an der samländischen Küste wirkenden Kräfte zu erkennen und die Gestaltung der Küste darzustellen und aus dem Zusammenwirken der Kräfte zu erklären. Wir haben erkannt, daß Abrasion und Denudation gemeinsam am Kliff arbeiten, wobei ein wesentlicher Teil der Tätigkeit des Meeres in dem Fortschaffen des Kliffschuttes besteht. Wir müssen annehmen, daß die genannten Faktoren auch früher in derselben Weise ihre Wirkung entfaltet haben und müßten demnach vermuten, daß sich

[1]) Die Verdoppelung des Breite-Maßstabes bewirkt eine Übertreibung dieser Tatsache auf der beigegebenen Karte.

das Kliff überall in völliger Zerstörung befindet und seit langem befunden hat. Nun wurde bereits oben (s. S. 45) erwähnt, daß das Kliff an vielen Stellen erkennen läßt, daß es vor verhältnismäßig kurzer Zeit noch gut bewachsen, also mindestens im Ausgleich begriffen war und erst neuerdings wieder abgetragen wird. Andere Kliffstrecken befinden sich auch heute noch in einem Ausgleichs- bezw. Ruhestadium. Wie verträgt sich dies mit der gemachten Annahme der seit langem bestehenden Unveränderlichkeit der wirkenden Kräfte?

b. Krustenbewegungen.

Man könnte annehmen, daß die gesamte Küste vor einer gewissen Zeit den Ausgleich erreicht hatte und dann durch eine ganz kürzliche Senkung des Landes oder Hebung des Meeresspiegels aufs neue der Zerstörung überliefert wurde. Wir wollen, um darüber ein Urteil fällen zu können, ganz allgemein die Frage untersuchen, wie weit an der Küste Anzeichen für postdiluviale Niveauverschiebungen, möglicherweise jüngsten Datums, vorhanden sind.

Wir haben gesehen, daß die Täler und Talmündungen keine Schlüsse gestatten, da ihre Form wesentlich von heute wirkenden Kräften abhängig ist. Das Bestehen von Ausgleichs- oder Ruheformen an ausgesetzten Punkten konnte auf die Eigenart der Küstenversetzung zurückgeführt werden und wurde als Beweis für negative Strandverschiebung bereits (s. o. S. 64 f) abgelehnt. Die Form der Buchten gestattet keinerlei Schlüsse. Als einzige Stütze für die Annahme einer Krustenbewegung, und zwar einer Senkung, bleibt demnach nur noch die unbestreitbare Tatsache der verhältnismäßig jungen Wiederbelebung der Abtragung des Kliffs übrig. Dieses Wiederaufleben ist nun, wie man an der Küste erkennt, und wie man auch aus den Profilen bis zu einem gewissen Grade entnehmen kann, durchaus ungleichmäßig. Früher bewachsen gewesene, jetzt zu einem Teil aufgearbeitete Kliffstücke wechseln regellos mit bis unten gut bewachsenen oder auch solchen ab, bei denen die Zerstörung so heftig im Gange ist, daß sich ein früheres Ruhestadium überhaupt nicht erkennen läßt. Um diese Ungleichheiten zu erklären, müßten wir äußerst verwickelte Krustenbewegungen auf allerkleinstem Raume annehmen. Da dafür sonst keinerlei Anzeichen vorhanden sind, so dürfte diese Möglichkeit sehr unwahrscheinlich sein. Verf. ist daher der Ansicht, daß die Uneinheitlichkeit des Kliffbildes geradezu ein Beweis gegen eine merkliche Krustenbewegung ist. Eine Niveauverschiebung hätte, wenn man die Möglichkeit unregelmäßiger Bewegungen auf Entfernungen von manchmal nur wenigen 100 m leugnet, eine einheitliche Veränderung des früheren Kliffbildes zur Folge haben müssen.

Die Ursache für die Unheitlichkeit des Kliffzustandes ist m. E. einerseits in dem inneren Bau, andererseits in dem der Küste eigentümlichen Zusammenwirken von mariner und subaërischer Abtragung zu suchen.

c. Innerer Bau und Abrasion.

Die samländische Küste besitzt einen sehr wechselnden inneren Bau. Das vordringende Meer wird sich den widerstandsfähigen Gebieten gegenüber nur langsam vorarbeiten können, dabei einen Ausgleich dieser Kliffpartien dauernd

verhindernd. Die weniger widerstandsfähigen Schichten weichen inzwischen schnell vor dem Meere zurück und können dabei vorübergehend aus dem Bereich des unmittelbaren Meeresangriffs gelangen und sich mit Vegetation bedecken. Bei weiterem Zurückschneiden der widerstandsfähigen Schichten werden die inzwischen ausgeglichenen Schichten geringeren Widerstandes wieder von der Brandung angegriffen, gehen schnell zurück und so fort. Besonders heftig wird der erneute Angriff auf das ausgeglichene Kliff dann sein, wenn es sich bei den härteren Pfeilern um allseitig von weichen Schichten umgebene „Inseln" handelt und das Meer nach langsamer Abtragung derselben plötzlich nur noch Schichten geringen Widerstandes vor sich hat und daher auf der gesamten Küstenstrecke mit gesteigerter Geschwindigkeit vordringen kann.

d. Abrasion und subaërische Denudation.

Möglich gemacht, zum mindesten aber verstärkt, werden diese Schwankungen der Abrasion erst durch die Mitwirkung der subaërischen Denudation. Ohne dieselbe ist das Verlassen des Bereichs der Meereswirkung für jedes Kliffstück immer nur zufällig. Den Atmosphärilien erst, die ja mit dem Meere gleichzeitig an der Abtragung des Kliffs arbeiten, ist es zu danken, daß der Rückgang des Kliffs auch dann noch andauert, wenn das Meer die betreffende Stelle nicht mehr unmittelbar angreift. Das Kliff geht in diesem Falle schneller zurück, als das Meer zu folgen vermag, und kommt erst zum Stillstand, wenn bei zu großem Abstande des Kliffs von der Uferlinie der Abtransport des Kliffschutts nicht mehr bewirkt wird und so die subaërischen Kräfte erlahmen. Dann gelangt das Kliff zum Ausgleich oder zur Ruhe, und das langsam nachfolgende Meer kann es schließlich erneut angreifen, dabei auch den Atmosphärilien neue Angriffsmöglichkeiten schaffend. Das ausgeglichene Kliff beginnt auf diese Weise nach einer gewissen Zeit seinen Rückgang von neuem und so fort. Entsprechend den Verschiedenheiten des inneren Baus brauchen diese Vorgänge sich nicht längs der ganzen Küste in demselben Stadium zu befinden, wie es ja auch an der samländischen Küste nicht der Fall ist.

e. Einfluß von Klimaschwankungen.

Mehrfach konnte Verf. ein Wiedereinsetzen subaërischer Abtragung ohne Anstoß durch das Meer beobachten. Wie weit dies eine Folge des Zufalls oder aber vielleicht einer Klimaschwankung ist, wage ich auf Grund des zur Entscheidung derartiger Fragen naturgemäß zu geringen Beobachtungsmaterials nicht zu beurteilen. Denkbar ist es, daß bei den Schwankungen des Kliff-Rückganges Klimaschwankungen eine erhebliche Rolle spielen. Faßt man beispielsweise die *Brückner*schen Klimaschwankungen[1]) ins Auge, so steht fest, daß während trockener Perioden die marine Abtragung sehr groß,[2]) die subaërische geringer ist. In

[1]) *E. Brückner*, Klimaschwankungen seit 1700 usw. Pencks Geogr. Abh., Bd. IV., Heft 2, Wien 1890.

[2]) Vgl. dazu *G. Krüger*, Über Sturmfluten an den deutschen Küsten der westlichen Ostsee. XII. Jahresber. d. Geogr. Ges. zu Greifswald. Greifswald 1911. *Krüger* weist nach, daß die Sturmfluthäufigkeit in trockenen Perioden erheblich größer ist als in feuchten (a. a. O.,

feuchten Perioden ist wieder die subaërische Abtragung größer, die marine geringer. Am Ende einer feuchten Periode hat das Kliff die größte Entfernung von der Uferlinie, es beginnt dem Ausgleich zuzustreben, um am Ende der trocknen Periode ziemlich ausgeglichen zu sein; dafür ist es aber zu diesem Zeitpunkt vom Meere eingeholt worden, die Abtragung lebt wieder auf und so fort. Das Nebeneinander von alten und neuen Anschnitten kann vielleicht durch Übereinanderlagern mehrerer Perioden erklärt werden. Oder aber es könnte als eine Bestätigung der Vermutung *Brückners* daß sich neben den 35jährigen Schwankungen des Klimas solche von mehr als 100 Jahren Länge abspielen, betrachtet werden. Der innere Bau des Gebiets darf bei der Betrachtung des Einflusses der Klimaschwankung natürlich nicht vernachlässigt werden. Sehr widerstandsfähige Kliffpartieen werden durch subaërische Kräfte so wenig abgetragen, daß sie dem Meer nie weglaufen können; sie befinden sich also immer in Zerstörung. In sandigen Gebieten (z. B. Dirschkeimer Sande) ist die subaërische Abtragung gerade in trockenen Perioden groß (Tätigkeit des Windes!). Dort schwanken also Stärke der marinen und der subaërischen Abtragung gleichsinnig, so daß auch dort eine Ruhepause in der Zerstörung des Kliffs nicht eintritt. In solchen Gebieten könnte man die Schwankungen des Rückganges nur durch Messungen der Rückgangsgeschwindigkeit, die einen langen Zeitraum (mindestens mehrere Perioden) umfassen müßten, feststellen. Derartige Messungen und Berechnungen aus alten Karten liegen nicht vor.

Spielen die Klimaschwankungen an der Küste tatsächlich eine Rolle, so würde man aus dem Befund des Kliffs der samländischen Küste — zahlreiche marin bedingte Anschnitte jüngeren Datums und beginnende Wiederbelebung der Denudation, im übrigen aber verhältnismäßiges Zurücktreten der marinen Abrasion — schließen können, daß wir uns im ersten Teile einer feuchten Periode befinden.

f. Schlußbemerkung.

Die dargelegten Ansichten über den Mechanismus des Küstenrückganges sind das Ergebnis meiner Studien an der samländischen Küste, über deren mehr oder minder große Gründlichkeit man aus vorliegender Arbeit einen Eindruck gewinnen kann. Es ist mir klar, daß ein erheblich größeres Beobachtungsmaterial, auch über andere Küsten, nötig wäre, um die Richtigkeit der Darlegungen absolut verbürgen zu können. Besonders die Ausführungen über den Einfluß der Klimaschwankungen können natürlich durch räumlich so beschränkte und einseitig morphologische Beobachtungen nicht als genügend gestützt betrachtet werden. Es scheint mir daher auch voreilig, die ursächliche Erklärung jedes einzelnen Neuanschnittes geben zu wollen. Bei der Vielheit der Möglichkeiten, deren Bestehen an sich durch Beobachtungen des Verf. bestätigt wird, wäre eine solche Erklärung durchaus willkürlich. Noch viel weniger scheint es mir angängig, diese komplizierten Vorgänge in ein „Schema der Kliffentwicklung" ein-

S. 26ff). Gegenüber diesen klimatisch bedingten Sturmflutschwankungen scheinen die in ihrer Wirkung entgegengesetzten Wasserstandsschwankungen der Ostsee (*Brückner*, a. a. O. S. 282ff.) keine Rolle zu spielen.

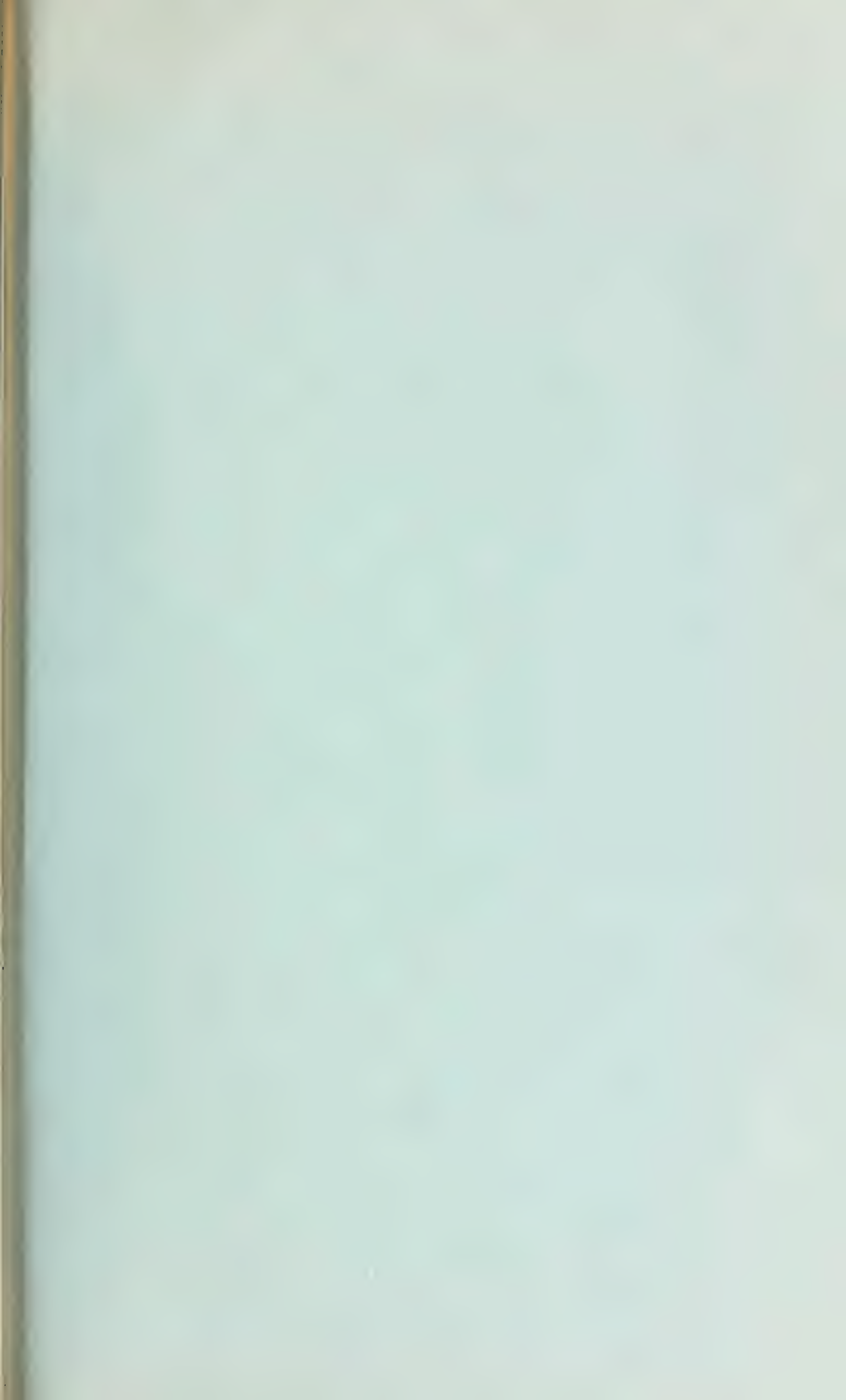
[illegible]angen zu wollen. Wohl könnte man für jeden einzelnen Vorgang einen Zyklus [illegible]leiten. Das Zusammenwirken ist jedoch derart mannigfaltig, daß das schönste Schema der freien Natur gegenüber versagen muß!

2. Künstlicher Küstenschutz.

Der Rückgang der Westküste des Samlandes beträgt nach den genauen Untersuchungen *Brückmanns* (a. a. O.) durchschnittlich 0,5 m im Jahr. *Schellwiens*[1]) Messungen ergeben für die Nordküste ähnliche Zahlen. Dieser jährliche Landverlust ist erschreckend groß! Nennenswerte Abwehrmaßnahmen dagegen sind bisher nicht getroffen worden, und es ist auch nicht zu erwarten, daß in Zukunft umfassendere Maßnahmen zum Schutze der Küste getroffen werden. Alle derartigen Pläne scheitern einerseits an den hohen Kosten, andererseits an der Tatsache, daß man keine Gewähr hat, daß die Ausführung derselben nun auch tatsächlich einen Stillstand der Küste zur Folge haben würde.

Die Vorbedingung für jeden wirksamen Küstenschutz ist m. E., daß man die Küste längere Zeit durch einen geschulten Beobachter überwachen läßt. Es kommt nicht darauf an, die Stellen zu sichern, wo gerade heute Zerstörung ist, sondern auf Grund fortgesetzter Beobachtungen die Vorgänge wirklich kennen zu lernen und ihr Zusammenwirken zu verstehen. Vielleicht können dafür die vom Verf. aus dem bisherigen Beobachtungsmaterial gezogenen Schlüsse gute Anhaltspunkte bieten. Man würde dann vielleicht die Kliffstücke feststellen können, die in Zukunft zu Stellen werden, die den Gesamtrückgang der Küste aufhalten, um sie dann schon jetzt zu befestigen, bevor sie angegriffen werden. Andrerseits würde man die Stellen suchen, wo Strandvertriftung anschwemmt, der Brandungsstrom abträgt oder umgekehrt (vgl. o. S. 9ff). Dort müßte man Buhnen bauen, damit die durch den einen Teil der Küstenversetzung bewirkte Anlandung vergrößert, die Abtragung durch den anderen möglichst völlig verhindert wird. Diese Buhnen würden gleichzeitig den Vorteil haben, den Brandungsstrom im ganzen zu bremsen. Vielleicht würde man dann nicht nur einen Stillstand der Küste, sondern geradezu ein Vorbauen erreichen. Das Kliff würde in diesem Falle wahrscheinlich nach einiger Zeit von selbst zur Ruhe kommen, nötigenfalls müßte man durch Bepflanzung nachhelfen. Die Kosten einer mehrjährigen, systematischen Beobachtung der Küste, vielleicht in der angedeuteten Richtung, würden gegenüber den doch wahrscheinlich Millionen betragenden Kosten des endgültigen Baues keine Rolle spielen. Und man würde dann die Gewähr haben, daß die Schutzanlagen wirklich ihren Zweck erfüllen. Daß man möglichst bald an den Versuch gehen sollte, die Küste zum Stillstand zu bringen, ist, besonders bei der heutigen Knappheit guten Ackerbodens, dringend zu fordern! Auf die Dauer spielt es eine Rolle, wenn jedes Jahr 2,5 ha (0,5 m × 50 km) besten Ackerlandes verloren gehen!

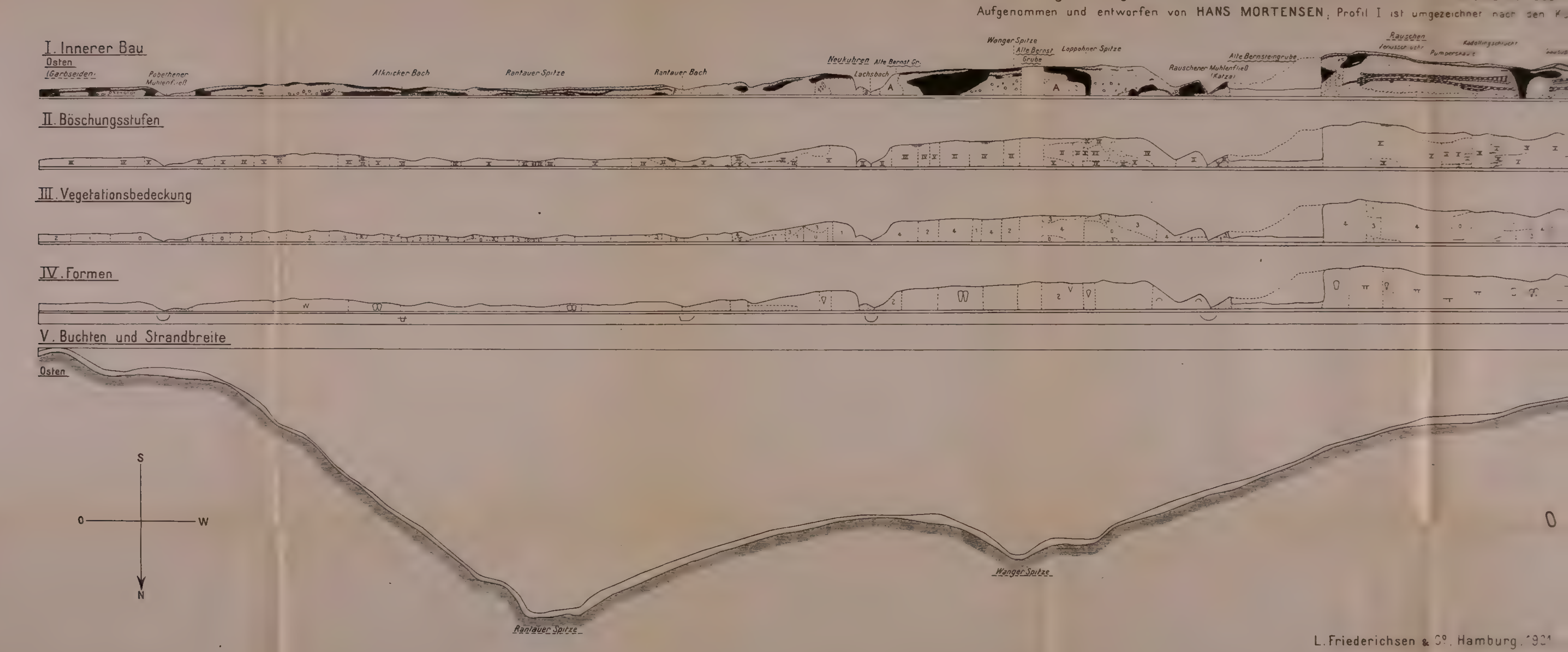
[1]) A. a. O., S. 41ff.



I. Die samländische Nordküste von Garbs

I - IV Aufrißdarstellungen, Längenmaßstab 1:25000, Höhenmaßstab 1:2500. V. Grundriß des

Aufgenommen und entworfen von HANS MORTENSEN; Profil I ist umgezeichnet nach den K

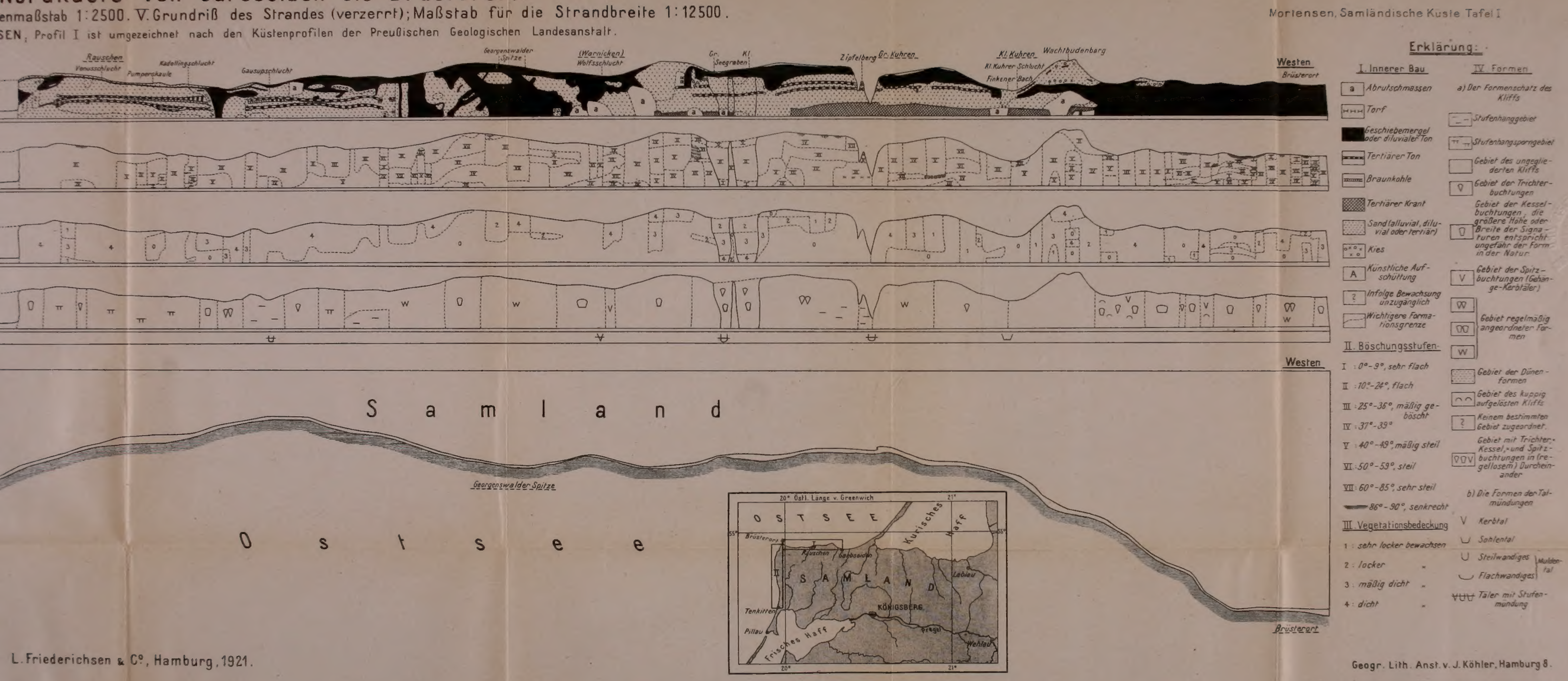


L. Friederichsen & Co. Hamburg, 1921

Nordküste von Garbseiden bis Brüsterort.

enmaßstab 1:2500. V. Grundriß des Strandes (verzerrt); Maßstab für die Strandbreite 1:12500.

SEN, Profil I ist umgezeichnet nach den Küstenprofilen der Preußischen Geologischen Landesanstalt.



L. Friederichsen & C°, Hamburg, 1921.

Geogr. Lith. Anst. v. J. Köhler, Hamburg 8.

II. Die samländische Westküste von Brüs

I - IV Aufrißdarstellungen, Längenmaßstab 1:25000, Höhenmaßstab 1:2500. V. Grundriß des St

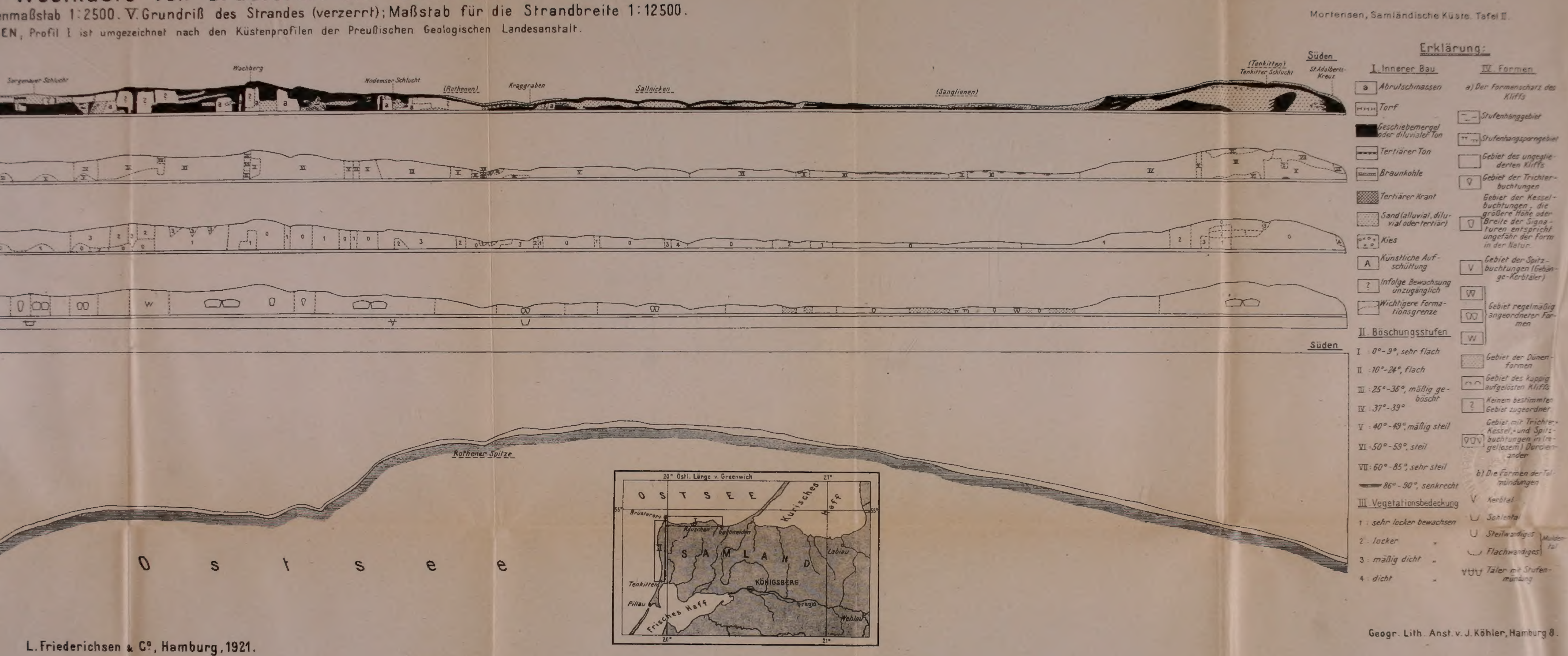
Aufgenommen und entworfen von HANS MORTENSEN; Profil I ist umgezeichnet nach den Küst

L. Friederichsen & C°, Hamburg, 1921.

Westküste von Brüsterort bis Tenkitten.

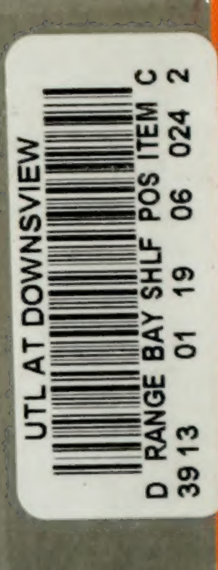
…nmaßstab 1:2500. V. Grundriß des Strandes (verzerrt); Maßstab für die Strandbreite 1:12500.

…EN, Profil I ist umgezeichnet nach den Küstenprofilen der Preußischen Geologischen Landesanstalt.



L. Friederichsen & C°, Hamburg, 1921.

Geogr. Lith. Anst. v. J. Köhler, Hamburg 8.


UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 13 01 19 06 024 2